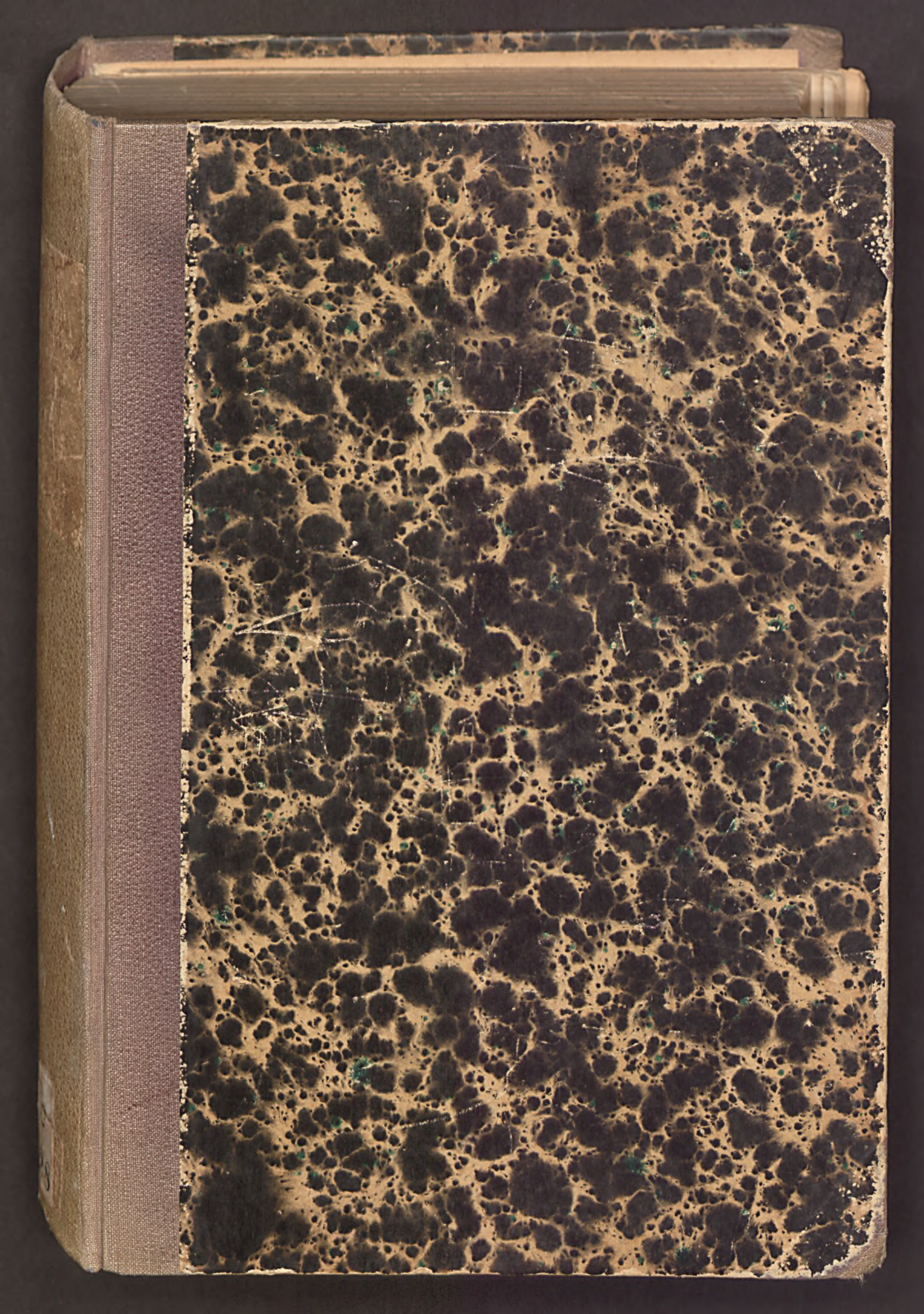
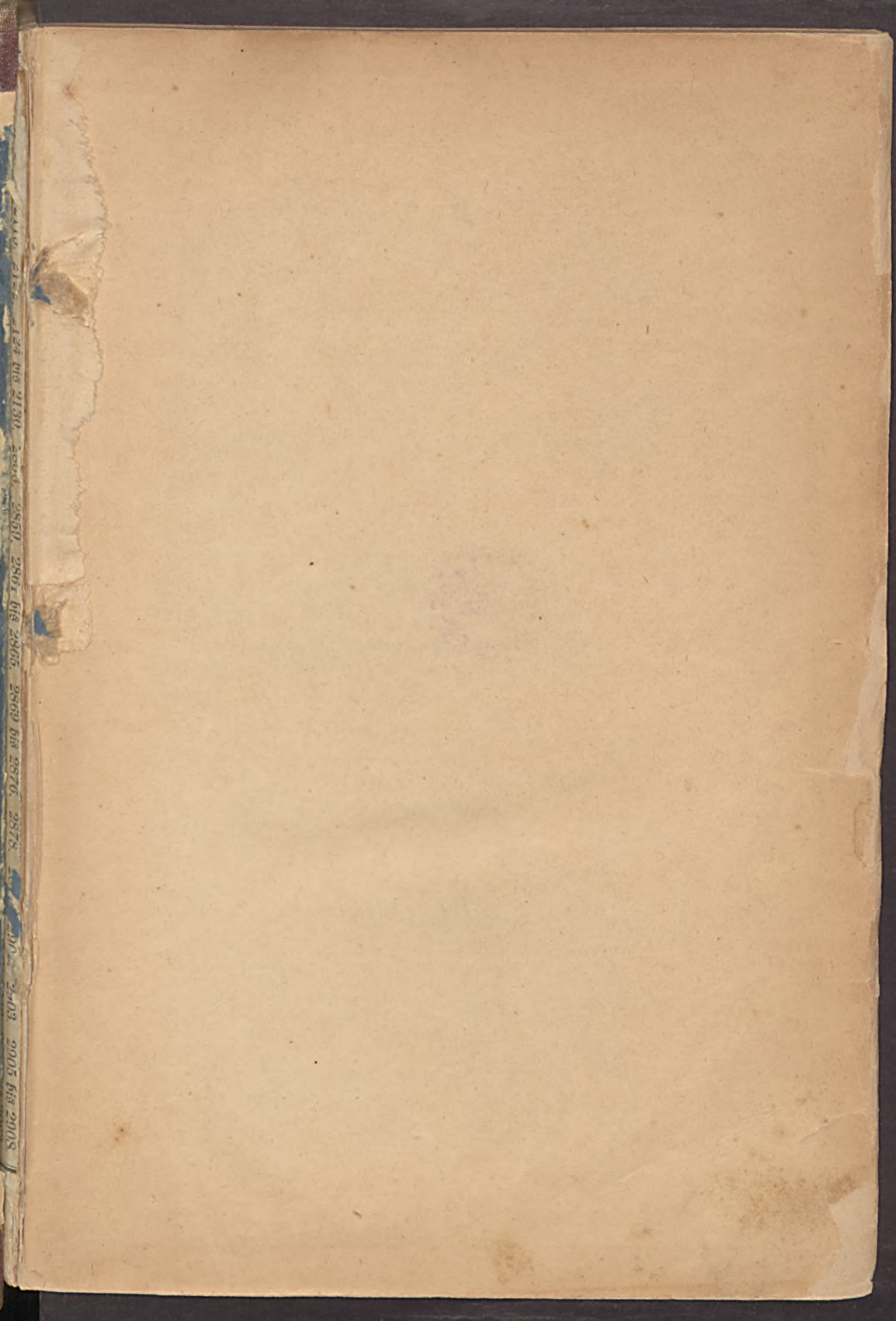
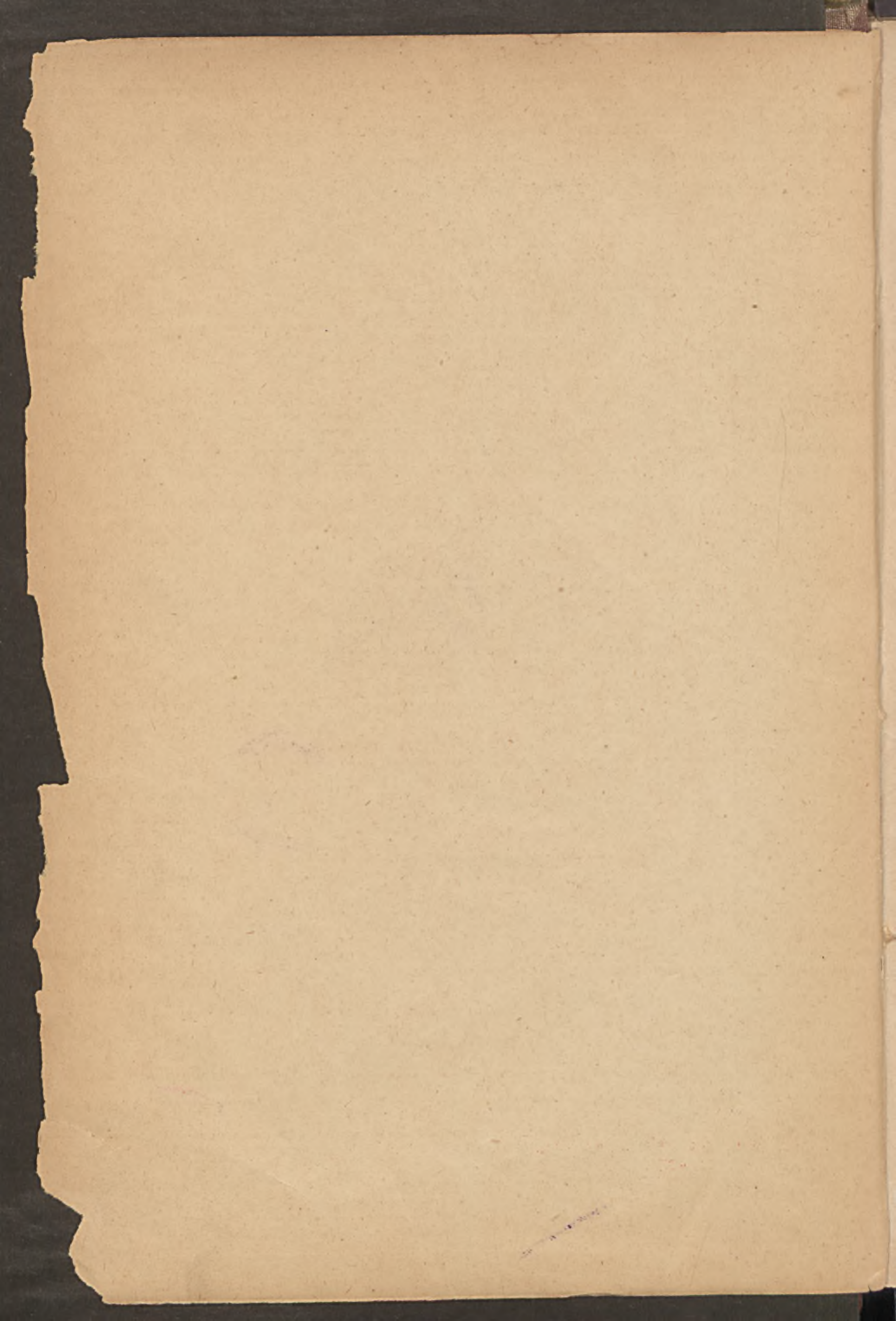



28





JAHRBUCH

DER

KAISERLICH-KÖNIGLICHEN

GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT.



XXXIII. BAND, 1883.

Mit 9 Tafeln.





WIEN, 1883.

ALFRED HÖLDER

k. k. Hof- und Universitäts-Buchhändler

ROTHENTHURMSTRASSE 15.



Die Autoren allein sind für den Inhalt ihrer Mittheilungen verantwortlich.



Inhalt.

Verzeichniss der Tafeln.

Personalstand der k. k. geologischen Reichsanstalt.

Director:

Hauer Franz, Ritter von, Phil. Dr., Comthur des k. sächs. Albrechts-Ordens III. Cl., Ritter des k. preuss. Kronen-Ordens II. Cl., k. k. Hofrath, M. K. A., I., Canovagasse Nr. 7.

Vice-Director:

Stur Dionys, k. k. Oberbergrath, C. M. K. A., III., Custozzagasse Nr. 9.

Chef-Geologen:

Stache Guido, Phil. Dr., Commandeur des tunesischen Niscian-Iftkhar-Ordens, k. k. Oberbergrath, III., Strohgasse Nr. 21.

Mojsisovics von Mojsvár Edmund, Jur. U. Dr., Commandeur des montenegrinischen Danilo-Ordens, Officier des k. italienischen St. Mauritius- und Lazarus-Ordens, sowie des Ordens der Krone von Italien, k. k. Oberbergrath, Privat-Docent für specielle Geologie an der k. k. Universität zu Wien, C. M. K. A., III., Reisnerstrasse Nr. 51.

Paul Karl Maria, k. k. Bergrath, III., Seidelgasse Nr. 16.

Vorstand des chemischen Laboratoriums:

John Conrad von, III., Blattgasse Nr. 3.

Geologen:

Tietze Emil, Phil. Dr., Besitzer des Klein-Kreuzes des montenegrinischen Danilo-Ordens, bekleidet mit Titel und Charakter eines k. k. Chef-Geologen, III., Messenhausergasse Nr. 1.

Lenz Oscar, Phil. Dr., Ritter des kais. österr. Franz Joseph-Ordens, des k. preuss. Kronen-Ordens III. Cl., des k. sächs. Albrechts-Ordens I. Cl. und des k. portug. milit. Christus-Ordens, Besitzer der grossen Medaille für Wissenschaft und Kunst, III., Seidelgasse Nr. 14.

Adjuncten:

Vacek Michael, III., Erdbergerstrasse Nr. 1.

Bittner Alexander, Phil. Dr., Besitzer des Klein-Kreuzes des montenegrinischen Danilo-Ordens, Privat-Docent für Geologie an der k. k. Universität, III., Reisnerstrasse Nr. 31.

Assistent:

Foullon Heinrich, Freiherr von, III., Rasumofskygasse Nr. 3.

Praktikanten:

Teller Friedrich, III., Geusaugasse Nr. 5.
Uhlig Victor, Phil. Dr., Privat-Docent für Paläontologie an der k. k. Universität, III., Lorbeergasse Nr. 12.

Volontäre:

Böhm August, Phil. Dr., III., Rudolfsspital.
Camerlander Carl Freih. v., IV., Lambrechtgasse Nr. 2.
Drasche Emil, VIII., Landesgerichtsstrasse Nr. 15.
Frauscher Karl, Phil. Dr., Mödling, Schrannenplatz.
Geyer Georg, III., Hörnesgasse Nr. 7.
Tausch Leopold, III., Erdbergerstrasse Nr. 3.

Zeichner:

Jahn Eduard, III., Messenhausergasse Nr. 7.

Für die Kanzlei:

Senoner Adolf, Ritter des kais. russ. Stanislaus- und des königl. griech. Erlöser-Ordens, Magist. Ch., III., Krieglergasse Nr. 14.
Sänger Johann, k. k. pens. Lieutenant, Bes. d. K. M., III., Hauptstrasse Nr. 2.

Diener:

Erster Amtsdiener: Schreiner Rudolf, Laborant: Kalunder Franz, Zweiter Amtsdiener: Weraus Johann, Dritter „ Palme Franz, Heizer: Kohl Johann,	III., Rasumofskygasse Nr. 23 und 25.

Portier: Kropitsch Johann, Invaliden-Hofburgwächter, III., Invalidenstrasse Nr. 1.

Correspondenten

der k. k. geologischen Reichsanstalt.

(Fortsetzung des Verzeichnisses im XXXII. Bande des Jahrbuches.)

Albrecht Paul, Dr., Brüssel.
Böhm Georg, Dr., München.
Bourjot A. A., Dr., Algier.
Dollo M. L., Brüssel.
Frittum Peter, Wien.
Früh J. J., Dr., Trogen, Schweiz.
Harada Toyokitsi, Okayama (Japan).
Lebesconte P., Rennes.
Meli Romolo, Roma.
Schuster Max, Phil. Dr., Wien.
Stefani Stephan von, Verona.
Zlatarski G. N., Sredec (Sofia).

33. Band. 1883. JAHRBUCH I. Heft.

DER

KAIS. KÖN. GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT.

Ueber Verwitterungsproducte des Uranpecherzes und über die Trennung von Uran und Kalk.

Von Heinrich Baron von Foullon.

Seit der Erkenntniss des Uranpecherzes glaubte man bis vor kurzer Zeit, dasselbe komme nur derb in der Natur vor, so macht z. B. Rammelsberg[1]) bei der Anführung der Pecherzanalysen bei der des in Oktaëdern krystallisirenden Uranoniobit Scheerer's von Strömsheien in Norwegen die Bemerkung: „das Uranpecherz ist amorph, weshalb dieses eigentlich nicht hieher gehört". Nach Shepard[2]) wurden am Pecherze von Middleton Krystalle bemerkt, die als tesseral bezeichnet wurden und Combinationen des Würfels, Oktaeder und Rhombendodekaëder wären.

Brush und Dana[3]) fanden 1878 in Branchville kleine oktaëdrische Krystalle, die von Comstock[4]) chemisch untersucht wurden. Das Resultat der Analyse führte zu der begründeten Vermuthung[5]), der kleine Bleigehalt gehöre mit zur Verbindung. Die Krystalle kommen in Adern von Albit vor, und einige hatten eine dünne gelbe Rinde, in der Comstock ein Uranphosphat vermuthet, sie dürfte jedoch wahrscheinlich dasselbe Verwitterungsproduct sein, welches weiter unten bei dem nächsten Vorkommen beschrieben werden wird.

Ein Jahr vorher, 1877, wurden von Kerr[6]) in Mitchell County, Nord-Carolina auf den Deak- Lewis- und Flat Rock-Glimmergruben grosse Mengen von krystallisirtem (meist pseudomorphisirtem) Uranpecherz „Uraninit" gefunden und auch im Handel nach Europa gebracht. Das k. k. mineralogische Hofmuseum hat durch Herrn Kunze in

---

[1]) Handbuch der Mineralchemie, 2. Aufl., 2. Th., S. 177.

[2]) Hermann, über die Zersetzung der zur Gruppe der Uransilicate gehörenden Mineralien. Journ. f. p. Ch. 1859, Bd. 76, S. 321.

[3]) Americ. Journ. 1878, Bd. 16, S. 35. Groth, Zeitschr. f. Krystllgph. etc. 1880, Bd. 4, S. 70.

[4]) Americ. Journ. 1880, Bd. 19, S. 220. Groth, Zeitschr. f. Krystllgph. etc. 1880, Bd. 4, S. 615.

[5]) Die auch von Groth in seiner tabellarischen Uebersicht der Mineralien, 2. Aufl. 1882, angenommen wurde.

[6]) Americ. Journ. 1877, Bd. 17, S. 496 und E. W. Hidden: Notes on Mineral Localities in North-Carolina, ebenda 1881, Bd. 22, S. 22 und 23. Groth, Z. f. K. etc., Bd. VI, S. 517, Notiz.



Hoboken eine von Herrn Hidden herrührende Partie prächtiger Exemplare dieses Vorkommens erhalten [1]), wovon mir Material zur Untersuchung überlassen wurde, wofür ich meinen ergebensten Dank ausspreche.

Das Hauptinteresse erregte die Verwitterungsrinde, es war nämlich zu erwarten, dass bei der zutreffenden Voraussetzung gleicher Reinheit der ursprünglichen krystallisirten Substanz, wie bei den Krystallen von Branchville, auch das Umwandlungsproduct rein und von einfacherer Zusammensetzung sein wird als derlei, aus unreinen Pecherzen entstandene, bisher untersuchte Minerale ergeben haben, und dass in Folge dessen das Resultat vielleicht zur Erkenntniss der Constitution der immerhin merkwürdigen Bildungen: Gummierz, Eliasit, Uranophan etc. führen wird. Die von Kerr aufgefundenen Pseudomorphosen wurden bereits von Genth [2]) analysirt; da aber auch andere derartige Producte, namentlich der Eliasit neuen Analysen unterzogen werden sollten, und es nicht feststand, dass die mir vorliegenden Pecherzkrystalle eben so rein, wie jene von Branchville sein würden, es ausserdem wünschenswerth erschien, dass die zu vergleichenden Analysen von einer Hand herrühren, habe ich die amerikanischen Pseudomorphosen neuerdings untersucht, wie sich zeigen wird, nicht ohne zu etwas anderen Resultaten gelangt zu sein.

Um über die physikalischen Eigenschaften der zu vergleichenden Umwandlungsproducte und namentlich auch um über den Grad der Reinheit der zur Analyse zu verwendenden Materialien Klarheit zu erhalten, wurden von den Proben von Nord-Carolina, von dem Websky'schen Uranophan von Kupferberg, von mehreren Eliasitstufen von Joachimsthal und von Uranpecherz-Verwitterungsproducten von Přibram Dünnschliffe angefertigt und ausserdem möglichst viel Vergleichungsmaterial, so die sächsischen einschlägigen Minerale und der Uranotil von Welsendorf herangezogen.

Ueber die Art des Vorkommens der Pecherze und deren Zersetzungsproducte von Mitchell County geben die citirten Abhandlungen Aufschlüsse, und erscheint es überflüssig, dieselben hier zu wiederholen. Die Stücke des k. k. mineralogischen Hofmuseums bestehen nur zum geringeren Theile aus unverändertem Uraninit, meist sind es Pseudomorphosen. Bei allen Combinationen herrscht der Würfel vor (bei frischen, unveränderten Exemplaren mit bis 4 Millimeter Kantenlänge), das Oktaëder ist mehr weniger untergeordnet, während bei jenen von Branchville neben dem vorherrschenden Oktaëder das Rhombendodekaëder auftritt, also begegnen wir hier den drei Formen, deren bereits Shepard erwähnt. Die frischen Krystalle sind ungefähr zur Hälfte frei entwickelt, machen aber mehr den Eindruck, dass sie die frei auskrystallisirten, oberflächlichen Partien grosser eingewachsener Krystallaggregate bilden. Wie schon Hidden a. a. O. sagt, haben die frischen Krystalle einen halb metallischen Glanz, ganz ähnlich wie der Magnetit, und häufig fehlt das pechartige Ansehen vollkommen, tritt aber auf Bruchflächen deutlich hervor. Schon an jenen Stufen, die

[1]) Sie stammen von Stony Point.

[2]) Amerc. chemic. Journ. 1879, Bd. I, Nr. 2 und 3. Examination of the North-Carolina Uranium Minerales. Groth's Zeitschr. f. Krystllgrph. etc. 1880, Bd. IV, S. 385.



noch meist unveränderte Krystalle tragen, sieht man häufig auf Klüften, die zum Theil durch ihren Verlauf eine deutliche Krystallisation in den anscheinend derben Erzpartien verrathen, ein orangerothes, amorph, fast erdig aussehendes und seltener ein citronen- bis schwefelgelbes, durchscheinendes, wachsartiges Zersetzungsproduct; einzelne Krystalle sind von ersterem unvollständig umhüllt. Auf Krystallbruchflächen erweist sich die Schichte von wechselnder Dicke; sie beträgt auf Flächen manchmal kaum ein Zehntelmillimeter, greift aber an den Ecken und Kanten bis zu ein Millimeter Tiefe ein, so dass der Kern des unveränderten Pecherzes abgerundet wird. Die Oberfläche erscheint hier ziemlich eben, mit der Loupe lässt sich aber eine schuppige Structur der Neubildung leicht erkennen; die Schuppen liegen mit den Dimensionen ihrer stärksten Entwicklung parallel den ursprünglichen Krystallflächen. An Einschlüssen im Pecherze, respective in der äusseren umgewandelten Hülle konnten Muscovit und ein nicht näher zu bestimmender Feldspath constatirt werden.

Nebst den beschriebenen Stufen liegen in grösserer Anzahl mehr weniger vollkommen ringsum ausgebildete isolirte Krystalle mit etwas abgerundeten Ecken und Kanten vor, die theils vollständig umgewandelt sind, theils noch einen Kern von Uraninit enthalten. Die Kantenlänge der Würfel erreicht hier 3 Centimeter. Sie sind aussen, wenn ganz unverletzt lichtcitronen- bis schwefelgelb und häufig oberflächlich local mit Muscovitblättchen belegt, theils bilden diese gangförmige Einlagerungen. Eine gesetzmässige Verwachsung konnte nirgends erkannt werden. Hie und da erscheinen an der Oberfläche äusserst dünne Ueberzüge von Eisenoxyd und als Seltenheit Schüppchen von Uranglimmer, welche jedoch immerhin noch gross genug sind, um optisch als solcher erkannt zu werden.

Die citronengelbe Rinde ist unmittelbar an der Aussenseite fast erdig, vielfach von Klüften und Rinnen durchzogen, so dass sie sich stellenweise leicht abbröckeln lässt. Sie zeigt hier ein körniges oder kurzstengliges, sehr selten mehr blättriges Gefüge. In nur sehr geringer Tiefe darunter nimmt sie ein wachsartiges Aussehen an, wird kantendurchscheinend, bedeutend dichter und dunkler gefärbt. Die Ursache der letzteren Erscheinung liegt theils im Wechsel des Gefüges, theils in dem Durchschimmern einer darunter liegenden, intensiv dunkel orangeroth gefärbten zweiten Verwitterungsrinde. Ein Uebergang zwischen ersterer und dieser findet, wie weiter unten noch gezeigt werden wird, nicht statt. Es ist meist nur ein geringer Eingriff in die äussere citrongelbe Verwitterungsrinde nothwendig, um die orangerothe blosszulegen, die bereits als dünner Ueberzug auf Krystallen von Uraninit erwähnt wurde. Durchschnittene Pseudomorphosen zeigen äusserlich in wechselnder, meist geringer Dicke die lichtgelbe, dann von ersterer zwar äusserst unregelmässig aber scharf geschieden eine orangerothe, in allen Fällen weit mächtigere, zweite Verwitterungsrinde und schliesslich meist einen unveränderten Kern von Pecherz, ebenfalls mit sehr unebener Oberfläche begrenzt. In der Mehrzahl der Fälle erscheint diese orangerothe Partie sehr gleichmässig in Farbe und Structur, mitunter zeigen aber beide, namentlich erstere complicirte Erscheinungen. Sie ist sehr dicht, besitzt ungefähr die Härte des Kalkspaths, der Bruch

1*

ist uneben, matt bis schimmernd. Aus zwei solchen Pseudomorphosen, von welchen eine noch einen vorwiegenden Kern von Pecherz enthält, die andere aber bereits vollständig umgewandelt ist, wurden dünne Platten herausgeschnitten und Dünnschliffe hergestellt. In solchen tritt die scharfe, aber sehr unregelmässig verlaufende Begrenzung der beiden verschiedenen Producte der Zersetzung noch deutlicher hervor. In einem Schliffe ist das lichtgelbe oft von vielen Sprüngen durchzogen, erscheint völlig gleichmässig schwach gelb gefärbt, der makroskopisch hervortretende Farbenunterschied ist also verschwunden, besitzt eine sehr starke Doppelbrechung und zeigt ungemein feine Aggregatpolarisation. Nur ausnahmsweise werden grössere Partien gleichmässig dunkel, meist sieht man bei gekreuzten Nicols neben vielen vollständig dunklen Punkten die verschiedensten Abstufungen von Helligkeit und Farben. Die Lagerung der winzig kleinen Individuen ist eine völlig verworrene.

Die im reflectirten Lichte orangegelbe Substanz erscheint im Schliff sowohl im auf- als durchfallenden Lichte gummigutgelb. Sie wird nur in den dünnsten Partien klar durchsichtig und hier zeigen sich ebenfalls starke Doppelbrechung und mitunter lebhafte Polarisationsfarben. An dickeren Stellen verliert sie die Durchsichtigkeit, die Ursache liegt aber nicht in der Substanz selbst, sondern lediglich in der örtlichen structurellen Entwicklung; sie bildet nämlich sehr kleine Körnchen, die vielfach aufeinander lagern, so dass diese Stellen bei gekreuzten Nicols niemals dunkel werden, was bei freiliegenden Körnern sehr wohl geschieht. Die erstere Erscheinung ist also nur durch Brechung und Reflexion bedingt. Wo das Gefüge noch feiner oder das Präparat dicker wird, dringt fast gar kein Licht mehr durch, es treten trübe, undeutlich umrandete Wolken auf. Auch diese Substanz erscheint hier sonst ganz gleichartig, nur an einer Stelle verläuft parallel mit der Begrenzung in einer geringen Entfernung vom unveränderten Pecherz ein schmaler, mehr röthlicher Streifen einer Ausscheidung, die später noch ausführlicher besprochen werden wird.

Der vielfach gezackte Kern von unverändertem Pecherz ist mehrfach von Klüften durchzogen. Es lassen sich drei Zonen in der Ausfüllung derselben erkennen Die an den Uraninit grenzende ist am dunkelsten und häufig fast undurchsichtig, wahrscheinlich enthält sie noch zahlreiche Partikelchen unveränderter Substanz. In dieser und angeschlossen an sie erscheint das orangerothe Verwitterungsproduct, meist den ganzen übrigen Raum erfüllend. Ab und zu und da mitunter in starker Entwicklung liegt in der Mitte ein Strang der citronengelben Neubildung.

Von diesem Krystalle stammen die Materialien zu den weiter unten folgenden Analysen des Pecherzes und der mit „citronengelbes Verwitterungsproduct“ 1 und 2 und „orangerothe Verwitterungsrinde“ 1 und 2 bezeichneten. Für je 1 und 2 wurde das Material von verschiedenen Stellen des nach einer Richtung sehr in die Länge gezogenen Würfels gewonnen.

Weit complicirter gestalten sich die Verhältnisse der Verwitterungsproducte gegen einander in der völlig aus diesen bestehenden Pseudomorphose. Auf der Schnittfläche sieht man wohl noch, dass der mitt-

lere, grössere Theil hauptsächlich aus der orangerothen und der äusserste nur aus der citronengelben, neugebildeten Substanz besteht; die letztere greift aber mit zahlreichen, nach innen meist dünner werdenden Armen in die erstere ein. Befeuchtet man die Schnittfläche etwas, so tritt ein intensiv orangeroth gefärbtes Netzwerk sehr deutlich hervor, innerhalb dessen Maschen wird die Ausfüllung gegen die Centra immer lichter, eine Erscheinung, die im Schliffe unter dem Mikroskop vollständig aufgeklärt wird. Die dunklen Partien bestehen nämlich aus dem reinen orangerothen Mineral, die centralen lichten fast nur aus dem citronengelben, die Zwischenstufen aus beiden gemengt. Wie bei den fast ganz unveränderten Stücken bemerkt wurde, sind einzelne local schon mit der orangerothen Verwitterungsrinde bekleidet, es ist dies das erste Stadium der Zersetzung. Sehr bald erleidet aber diese Neubildung abermals eine Veränderung an der Oberfläche, es entsteht das citronengelbe Mineral. Die hiebei eintretende chemische Umsetzung wird weiter unten besprochen werden, es sei nur beiläufig erwähnt, dass eine, wenn auch sehr geringe Ausscheidung von Eisenoxyd jedenfalls im zweiten, vielleicht auch schon im ersten Stadium stattfindet.

Die das Pecherz durchsetzenden ausgefüllten Sprünge, die öfter ziemlich parallel verlaufen, sich aber auch entweder regellos oder hie und da unter Winkeln schneiden, die je nach dem geführten Schnitt mehr weniger von 90° abweichen (Andeutung einer unvollkommenen Spaltbarkeit, die erst bei fortschreitender Verwitterung deutlicher wird?), treten auf der Schnittfläche noch gut kenntlich hervor. In diesen und auf der Oberfläche muss das orangerothe Mineral bereits eine entsprechende Mächtigkeit erreicht haben, bevor die weitere Veränderung in das citronengelbe beginnt. In jenem Moment, wo das Uranpecherz verschwunden ist, wird das erstere Mineral vorherrschen und das letztere nur dünnere Rinden bilden, vorausgesetzt, dass beide überhaupt gleichzeitig entstehen oder besser, dass das orangerothe sich noch fort bildet, nachdem das gelbe bereits in erheblicherer Menge vorhanden ist, wogegen, wie sich bei der Discussion der Analysen zeigen wird, nicht unerhebliche Zweifel auftauchen können. In einem Stadium muss zwischen beiden Mineralen Gleichgewicht herrschen, und endlich wird sich das Verhältniss umkehren; die zwischen den Klüften gelegenen breiten Partien des orangerothen Productes, zwischen denen nur wenig mächtige Blätter des citronengelben gelegen waren, die in ihrer Ausbildungsweise, Farbe und Polarisationserscheinungen in diesem Stadium ungemein an Chrysotil erinnern, werden nun sehr schmal und die letzteren sehr breit. Die Umwandlung des orangerothen Minerals in das citronengelbe erfolgt aber hier nicht ganz gleichmässig, so dass die Partien des letzteren in der Nähe des ersteren noch zahlreiche Körner desselben enthalten und so im auffallenden Lichte ein Uebergang in der Farbe bewirkt wird.

In jenen Theilen, wo das citronengelbe Mineral bereits vorherrscht, sind die aggregirten Individuen schon etwas grösser, manchmal radial-strahlig angeordnet, und sieht man dann sehr hübsch das wandernde schwarze Kreuz und prächtige Polarisationsfarben. Das orangerothe Mineral verhält sich hier wie in dem erst beschriebenen Präparat,

wo es in dichten Massen weitaus vorwaltet, wird es niemals dunkel. Die zurückbleibenden Partien von geringem Umfange und weniger dichten Anhäufungen zeigen Aggregatpolarisation, manche kleinere Körnchen sind selbstständige Individuen, ja einzelne davon vielleicht Zwillinge. Axenbilder oder doch solche Anhaltspunkte, um nach ihnen über den Symmetriegrad annähernde Aufschlüsse zu bekommen, waren mittelst des Condensors nicht zu erhalten. Ebenso wenig fanden sich in der ganzen Serie irgend welche Andeutungen frei ausgebildeter Krystalle.

Es ist selbstverständlich, dass die ganze Erscheinung je nach dem Verlauf der Klüfte, dem Fortschritte der Umwandlung u. s. w. äusserst wechselvolle Bilder gibt, die noch dadurch variirt werden, dass, wie dies ja bei Mineralien nicht selten zu beobachten ist (z. B. Feldspath), in der Mitte eine Partie, die wenigstens scheinbar ohne Communication mit der Aussenseite oder den Klüften ist, eine weitgehende selbstständige Umbildung stattfindet. Die erwähnten Eisenoxydausscheidungen lagern sich mitunter in sehr schmalen Strängen an der Veränderungszone ab, werden bei dem Fortschritte der Umwandlung übersprungen und bleiben in dem citronengelben Minerale liegen, oder es bilden sich langgezogene, sehr schmale, scharf umgrenzte Partien einer wahrscheinlich eisenreicheren Varietät desselben Minerals. Die ebenfalls braunroth gefärbten, nicht immer bei gekreuzten Nicols dunkel werdenden inselartigen Partien, die in dem später zu beschreibenden Eliasit in sehr ähnlicher Art wieder erscheinen, möchte ich schon bei der ersten Umwandlung des Pecherzes für entstanden halten. Ein Theil derselben wird viel leichter und besser durchsichtig, als das orangerothe Mineral, was wohl auf eine Krystallisation in grösseren Individuen hindeutet. Doch sind alle diese Einlagerungen in nur sehr untergeordneter Menge vorhanden.

Es kann keinem Zweifel unterliegen, dass diese beiden krystallinen Umwandlungsproducte selbstständige Minerale sind, die auch, bei allerdings mühsamer, aber immerhin durchführbarer sorgfältiger Auswahl, jedes für sich rein erhalten werden können. Der einzige Uebelstand besteht darin, dass die beiden verschiedenen Minerale fest miteinander verwachsen sind; es müssen also auf Kosten des werthvollen Materiales die Berührungszonen ausgeschieden werden, schon deshalb weil sie mannigfach ineinander greifen, aber wie nochmals ausdrücklich hervorgehoben werden soll, durchaus nicht ineinander übergehen. Das abfallende Material (circa 3 Gramm) weit vorwiegend aus dem orangerothen Mineral bestehend, wurde zu einer Bestimmung eventuell vorhandener Phosphorsäure verwendet — mit welchem Erfolg wird noch bemerkt werden.

Da für die Vergleichung der verschiedenen Umwandlungsproducte hauptsächlich die chemische Zusammensetzung massgebend ist, sind neben den eigenen Analysen in den nachfolgenden zwei Zusammenstellungen die früheren Untersuchungsresultate von verschiedenen derlei Mineralen wiedergegeben. Schon die oberflächliche Betrachtung lässt zwei, unter einander ziemlich übereinstimmende Gruppen erkennen; es wurde daher zur Erleichterung der Uebersicht vorgezogen, dieselben zu trennen und gesondert zu discutiren.

Früher erscheint es zweckdienlich, die Analyse des Pecherzes anzuführen. Um dasselbe von allen beigemengten Verwitterungsproducten zu befreien, wurde es mit verdünnter, warmer Salzsäure behandelt, wobei die angewendeten gröblichen Stücke in den feinsten Staub zerfielen. Die von den Umwandlungsproducten herrührende flockige Kieselsäure wurde durch Decantation möglichst beseitigt und die Lösung filtrirt, wobei ein Theil des so ungemein fein vertheilten Uraninit durch's Filter ging, der durch wiederholtes Absitzenlassen und Filtriren gewonnen werden konnte. Die noch vorhandene Kieselsäure sollte durch Kochen mit Natrium-Carbonat entfernt und das Pecherz durch Filtriren wieder gewonnen werden. Hiebei zeigte sich derselbe Uebelstand, wie früher, und erst nach mehrtägigem ruhigen Stehenlassen gelang es, das feine Pulver auf einem Filter zu sammeln. In Folge dieser Beschaffenheit wurde von der Bestimmung des specifischen Gewichtes abgesehen, ebenso bei dem citronengelben Mineral, da in Folge seiner Ausbildungsweise ein verlässliches Resultat nicht zu erwarten war.

Zur Analyse dienten 0·2576 Grm. und wurden gefunden:

	Grm.		Grm.		Proc.		Proc.	
Uranoxyduloxyd	= 0·2460 =	Uran :	0·2089	(=	81·09)	=	95·49	Uranoxyduloxyd
Bleisulphat . .	= 0·0134 =	Bleioxyd :	0·00986			=	3·83	Bleioxyd
Eisenoxyd . .	= 0·0028 =	Eisen :	0·00196	(=	0·76)	=	1·09	Eisenoxyd
							100·41	

Comstock fand die Zusammensetzung des krystallysirten Uraninit von Branchvill a. a. O. Mittel aus zwei Analysen:

Uran	=	81·50	und berechnet daraus Uranoxydul	=	40·08
Blei	=	3·97	Uranoxyd	=	54·51
Eisen	=	0·40	Bleioxyd	=	4·27
Sauerstoff	=	13·47	Eisenoxydul	=	0·49
Wasser	=	0·88	Wasser	=	0·88
		100·22			100·23

Bis auf den grösseren Eisengehalt stimmt also, soweit die geringe zur Analyse verwendete Menge der Substanz ein Urtheil erlaubt, die Zusammensetzung nahe überein. Uran und Eisen wurden nach der Methode von Zimmermann getrennt, auf die ich zum Schlusse bei der Besprechung des Ganges der Analysen noch zurückkommen werde. Zur Ermittlung der Oxydationsstufe, respective des Verhältnisses von Uranoxydul zu Uranoxyd reichte das mir zu Gebot stehende Material nicht aus.

Von den zwei hier in Frage kommenden Umwandlungsproducten entsteht in allen beobachteten Fällen das orangerothe zuerst; ich möchte diese Producte daher voranstellen und sie unter dem Namen

Gummite

zusammenfassen. Um spätere Wiederholungen zu vermeiden, sei es gestattet die betreffenden Analysen gleich hier anzuführen, an die sich

eine kritische Untersuchung dieser und der betreffenden Materialien schliessen soll.

1. und 2. Orangerothe Verwitterungsrinde des Uranpecherzes von Mitchell County, wie bereits Seite 4 bemerkt.

3. Dasselbe von einem zweiten Krystall.

4. Von derselben Localität, Mittel aus zwei Analysen von Genth a. a. O.

5. Gummierz oder hyacinthrothes Pechuran von Johann-Georgenstadt von Kersten aus Schweiger's Journ. f. Ch. u. Ph. etc. 1832, Bd. 66, S. 18.

6. und 7. Eliasit vom Fluthergange in Joachimsthal aus der Sammlung der k. k. geol. Reichsanstalt in circa erbsen- bis bohnengrossen Stücken.

8. Desgleichen compactes Stück, das weiter unten beschrieben wird.

9. Eliasit von Joachimsthal — compactes Stück. Eigenthum des k. k. mineralogischen Hofmuseums.

10. Eliasit von Joachimsthal — Analyse von Ragsky. Sitzgsbr. der k. Akad. d. W. in Wien 1853, Bd. 10, S. 104 und Vogl Gangverhältnisse und Mineralreichthum Joachimsthals S. 135.

11. Pittinit von Joachimsthal — Analyse von Hermann: über die Zersetzung der zur Gruppe der Uransilicate gehörenden Mineralien. Journal f. p. Ch. 1859, Bd. 76, S. 322—323.

12. Coracit von der Nordküste des Oberen Sees. N. A. Analyse von Whitney. Journal. f. p. Ch. 1850, Bd. 51, S. 127—128 aus Phil. Mag. Bd. 37, S. 153. Rammelsburg, Handbuch der Mineralch. 2. Aufl., 2. Th., S. 177.

Vergleicht man die nebenstehenden Analysen, so erkennt man sofort, dass hier sehr nahe verwandte Substanzen vorliegen, welche Verwandtschaft sich stellenweise zur Indentität steigern würde, wenn z. B. in Kersten's Gummierz nicht das Bleioxyd fehlen und der Kalkgehalt so hoch wäre. In seiner Abhandlung beruft er sich auf die Beschreibung Freiesleben's[1]) und gibt selbst zur Charakteristik Folgendes an: „Es ist opalartig, zeigt eine mehr oder weniger röthlichgelbe hyacinthrothe Farbe und hat auf den ersten Anblick einige Aehnlichkeit mit Honigstein oder dunklem Bernstein“. Er gibt genau den Gang der Analyse, und Dank dieser Vorsicht lässt sich mit Sicherheit annehmen, dass ihm der Bleigehalt entgangen ist. Er hat in salpetersaurer Lösung mit Schwefelwasserstoff keinen Niederschlag erhalten (nur eine höchst geringe Menge Arsen) und in Folge dessen den Kalk sofort mit Schwefelsäure und Alkohol abgeschieden. Schwefelsäure, sagt er, gibt mit der diluirten (salpetersauren ?) Auflösung anfänglich keinen Niederschlag, erst nach längerer Zeit bildet er sich. Kersten hat die Gesammtmenge des erhaltenen Sulfates 0·1441 Gramm auf Kalk überrechnet und so circa 6·0 Procent erhalten.

---

[1]) Beiträge zur mineralogischen Kenntniss Sachsens, 2. Lfg. Freiberg 1817, S. 187. Es ist hier ausdrücklich als braunes Uranpecherz mit röthlichbrauner Farbe angeführt und bemerkt, dass es einerseits in das schwarze Pecherz, anderseits in das gelbe übergehe.

	Orangerothe Rinde, Mitchell Cty.					Gummierz Joh.-Georgstadt	Eliasit von Joachimsthal					Pittinit	Coracit
	1.	2.	3.	Mittel aus 1. u. 2.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.
Kieselsäure	5·02%	5·03%	5·04%	5·03%	4·63%	4·26%	4·92%	5·01%	4·63%	4·96%	5·13%	5·00%	4·35%
Bleioxyd	verunglückt	5·51	4·69	5·51	5·57	—	5·04	4·44	4·47	3·92	4·62	2·51	5·36
Uranoxyd	74·67	74·92	74·50	74·79	75·20	72·00	63·38	63·76	66·91	66·57	61·33	68·45	59·30
Eisenoxyd	0·46	0·36	1·06	0·41	—	—	8·64	8·55	7·38	7·25	6·63	4·54	2·24
Manganoxyd	—	—	—	—	—	0·05	1·92	1·84	0·97	0·74	1·09 [1])	2·67 [3])	—
Thonerde	—	—	—	—	0·53	—	—	—	—	—	1·17	—	0·90
Magnesia	—	—	—	—	—	—	0·85	0·82	0·09	Spur	2·20	0·55	—
Baryt	1·06	1·01	0·92	1·04	1·08 (Baryt u. Strontian)	—	—	—	—	—	Spur	—	—
Strontian	—	—	—	—		—	—	—	—	—	—	—	—
Kalk	3·38	3·01	3·04	3·19	2·05	6·00	4·54	4·36	3·41	3·87	3·09	2·26	14·44
Wasser	9·80	9·91	9·94	9·86	10·54	14·75	10·24	9·41	10·24	11·86	10·68	10·06	4·64
Phosphorsäure	—	—	—	—	0·12	2·30	—	—	—	—	0·84	—	—
Spuren von	—	—	—	—	—	*As* u. *Fl*	—	—	—	*Cu*	2·52 [2])	3·20 [4])	7·47 [2])
	94·39	99 75	99·19	99·83	99·72	99·36	99·53	98·19	98·10	99·22	99·36	99·24	98·70
Zur Analyse wurden verwendet	1·0356	1·13	—	—	—	—	1·00	0·9964	1·0325	0·798 Gramm.		—	—

[1]) *FeO*.
[2]) CO_2.
[3]) Bi_2O_3.
[4]) unlöslich.

Von alten Vorkommen lagen mir Gummierze von Johann-Georgenstadt (Eigenthum des k. k. mineral. Hofmuseums) und drei Stufen vom Schneeberg (durch die Freundlichkeit des Herr Otto) vor, auf welche die Charakteristik von Freiesleben und Kersten vollständig passt. Leider konnte nicht soviel reines Material entnommen werden, um eine quantitative Analyse vorzunehmen, die qualitative ergab jedoch in allen vier Proben nebst den übrigen angeführten Bestandtheilen unzweifelhaft Blei, durchaus nicht in Spuren, sondern in Quantitäten, die wahrscheinlich von jenen in dem amerikanischen Vorkommen wenig differiren. Ausserdem konnte in den dunklen, hyacinthrothen Partien Eisen in ziemlicher Menge nachgewiesen werden; in den gleichzeitig vorhandenen orangerothen ist das diesbezügliche Resultat zweifelhaft geblieben. Auf Phosphorsäure wurde nicht geprüft. Die qualitative Zusammensetzung des Gummierzes ist demnach: Kieselsäure, Bleioxyd, Unranoxyd, Eisenoxyd, etwas Mangan, Kalk und Wasser, kommt mithin der des Eliasit gleich, und enthält das amerikanische noch etwas Baryt und nach Genth eine Spur Strontian. Ohne auf eine weitere Kritik der Kersten'schen Analyse einzugehen, die sich ja von selbst ergibt, soll nur bemerkt werden, dass, wenn man aus den erhaltenen 0·1441 Gramm Sulfat circa 3·1 Proc. Kalk berechnet, aus dem Rest noch circa 5 Proc. Bleioxyd resultiren, und nach den eigenen qualitativen Analysen und den angeführten Angaben Kersten's erscheint diese Annahme wohl gerechtfertigt, wenn natürlich die quantitativen Verhältnisse auch etwas andere sind, mit ihr nähert sich aber die Zusammensetzung der der oben angeführten Minerale. Geht man nun von diesem rectificirten Johann-Georgenstädter Gummierz aus, so wird es nicht schwierig sein, den Zusammenhang mit den übrigen zu verfolgen. Von grosser Wichtigkeit ist diesbezüglich der Gummit von Mitchell County. Obwohl er von sehr reinem Pecherz abstammt, so differirt die Zusammensetzung dennoch einigermassen, wie der Vergleich der Analyse von Genth und der meinen zeigt; allerdings sind die Unterschiede nicht grösser, als wie sie bei anderen Mineralen überall vorkommen, für die Aufstellung einer Formel sind sie aber gerade hier von Bedeutung.

Die Species „Eliasit" wurde von Haidinger[1]) mit Vorbehalt aufgestellt, hauptsächlich auf Grundlage der dunkleren Farbe gegenüber dem Gummit Breithaupt's[2]), der in erster Linie röthlichgelb, gelblich und in letzter röthlichbraun setzt und die Aehnlichkeit mit „Gummi guttae" hervorhebt. Haidinger gibt als Farbe dunkelröthlichbraun nur an den dünnsten Kanten in das Hyacinthrothe geneigt an, nähert sich also der älteren Kersten'schen Beschreibung[3]). Er verglich auch den Eliasit mit Johann-Georgenstädter Gummit des k. k. mineralogischen Hofmuseums. Der letztere gleicht nun in den lichteren

---

[1]) Sitzungsbericht d. k. A. d. W. in Wien 1853, Bd. 10, S. 103–106.

[2]) Handbuch der Mineralogie 1847, S. 903.

[3]) Härte nach Kersten zwischen Glimmer und Kalkspath

„ Breithaupt	2·5—3	spec. G.	= 3·986—4·180
„ Haidinger	3·5 auf der Feile	„ „	= 4·129 im Mittel
„ Genth	3	„ „	= 4·840 „ „
eigene Bestimmung	ungefähr gleich Calcit	„ „	= 4·792 „ „

Von einer neuen Bestimmung des spec. Gewichtes des Eliasit wurde abgesehen, da es nicht möglich sein dürfte, geeignetes ganz reines Material hiezu zu erhalten.

Partien dem Eliasit in der Farbe allerdings nicht, allein die gleichzeitig vorhandenen dunklen sind von dem röthlichbraunen Eliasit nicht zu unterscheiden, ebenso verhält es sich mit den Proben von Schneeberg, wovon eine geradezu als Eliasit bezeichnet ist.

Die Analyse von Ragsky wurde offenbar an unreinem Material durchgeführt, sie musste also wiederholt werden.

In der Sammlung der k. k. geologischen Reichsanstalt befindet sich ein Handstück des Eliasit vom Fluthergang und eine kleinere Quantität von circa erbsen- bis bohnengrossen Stückchen. Das Handstück ist ein plattenförmiges Gangtrum, an der einen Seite besteht es aus wenig verändertem, mattem Pecherz, auf dem sich hie und da ein lichtstrohgelber, manchmal nadelförmig ausgebildeter Anflug zeigt. Nach aussen schliesst es mit einer Ablösungsfläche. Der Eliasit erscheint hier schwarz, stark fett- bis glasglänzend, ein Theil gibt einen schwarzbraunen, ein anderer einen gelbbraunen schwach in's Grüne spielenden Strich, in der letzteren Partie tritt auch dort wo die Masse von feinen Sprüngen durchzogen ist, in Folge der Reflexion die hyacinthrothe Farbe hervor, was namentlich dann sehr deutlich wird, wenn man kleine Stückchen rasch erwärmt; sie zerfallen hiebei nicht, erhalten einen hohen Glanz und sehen Rutil täuschend ähnlich. Da die erstere Partie vielleicht noch nicht ganz umgewandelt ist, wurden zur Analyse 8 nur jene Stückchen verwendet, die entweder schon durch die Farbe an und für sich oder durch die des Striches kenntlich gemacht waren. Da das kleine Handstück möglichst geschont werden sollte, wurde hier kein Dünnschliff angefertigt.

Die Stückchen sind ebenfalls fast schwarz, aber viel häufiger zersprungen und zeigen daher nicht selten die bekannte Färbung.

In Präparaten unter dem Mikroskope erscheint die Masse vielfach zerklüftet und von zweierlei Farbe. Meist der grössere Theil ist orangeroth oder orangegelb (je nach der Dicke der Schicht), ganz ähnlich wie der Gummit von Mitchell County gefärbt, ein geringer Theil, ebenfalls durchsichtig, wenn auch nicht immer so vollkommen, wie der erstere ist rostbraun und bildet Wolken, die in den lichteren Theil übergehen. Die Doppelbrechung ist stark, und bei gekreuzten Nicols werden grössere Partien gleichzeitig dunkel, die rostbraunen sind in der Regel gegen die umgebenden lichteren etwas anders orientirt. Die Individuen sind weit grösser, als jene des Gummit von Mitchell County. Es lässt sich wohl mit Sicherheit annehmen, dass zwei, in einander übergehende, etwas verschiedene Substanzen vorliegen, die vielleicht nur in dem Eisenoxyd- oder Manganoxydgehalt differiren. Den Analysen nach müsste man den Unterschied freilich auch in der Menge des vorhandenen Bleioxydes suchen, denn die erhaltenen Resultate schwanken hier am stärksten, was aber auch bei dem Gummit von Mitchell County der Fall ist. Vorhandene undurchsichtige Partien wurden für unzersetztes Pecherz gehalten, sie lösen sich aber in heisser verdünnter Salzsäure ziemlich leicht und sind nichts als Eisenoxyd, vielleicht auch manchmal Eisenoxydoxydul, da ja Ragsky Oxydul in seiner Analyse anführt. Auf zahlreichen Klüften ist Eisenoxyd meist in sehr schönen dendritischen Gebilden abgelagert und zwar so, dass die länglichen Formen mit Gummitfasern wechseln und senkrecht auf

den ursprünglichen äusserst feinen Klüften stehen. Namentlich in diesen Regionen finden sich Zäpfchen und Körnchen einer Substanz, deren schon bei dem Gummit von Mitchell County erwähnt wurde. Obwohl sie jener, welche die dunkeln Wolken bildet, äusserst ähnlich, kann doch nicht mit Sicherheit behauptet werden, dass sie mit ihr identisch ist. Das Verhältniss der Masse und Lagerung der rostbraunen Substanz zur lichter gefärbten ist sehr wechselnd und gibt sehr verschiedene Bilder, namentlich durch die Art der Zerklüftung werden sie sehr wechselvoll, eine weitere Darstellung muss aber, um nicht allzu sehr in's Detail zu verfallen, unterbleiben. Von diesen Stücken stammt das Material zu den Analysen 6 und 7.

Eine Stufe des k. k. mineralogischen Hofmuseums, die noch mit Haidinger's Originalvignette versehen ist, ist sehr instructiv. Die eine äussere Begrenzung des plattige Structur aufweisenden Stückes entspricht einer Ablösung. An sie schliesst sich noch wenig verändertes aber matt gewordenes Pecherz, welches an den Bruchflächen vielfach mit Schüppchen und Nadeln von citronen- und schwach grünlichgelben Zersetzungsproducten bedeckt ist. Hierauf folgt ein schwarzes lebhaften Glanz aufweisendes Band, welches in den mit der Beschreibung Haidinger's vollkommen übereinstimmenden „Eliasit" übergeht. Dieser bildet den centralen Theil, an welchen sich auf der anderen Seite wieder das schwarze, lebhaft glänzende Blatt anschliesst, an dessen Stirnseite (das Pecherz fehlt hier) man zahlreiche mit Eisenoxyd erfüllte Klüfte wahrnimmt. Als Beweis für die verhältnissmässig leichte Umwandelbarkeit des „Eliasit" in das citrongelbe Mineral möge die Thatsache dienen, dass sich in der Zeit zwischen der ersten Besichtigung und der Schlussredaction (circa 4 Monate) auf ersteren das letztere gebildet hat, was wohl nicht auffallen kann, da ja nach Vogl's Mittheilung[1]) das Pecherz selbst schon sehr leicht veränderlich ist. In Schliffen lässt sich ein erheblicher Unterschied gegen die vorbeschriebenen nicht erkennen. Zur chemischen Untersuchung diente lediglich das hyacinthrothe Material (Analyse 9).

Die auf Seite 9 angeführten Analysen liefern ein Bild der Gesammtmasse, in den gegebenen Resultaten ist also auch die auf den Klüften ausgeschiedene Substanz mit aufgenommen. Bei der Durchführung von zwei Analysen wurde aber folgends verfahren: Das ausgesuchte Material in circa hanfkorngrossen Stückchen von 8 wurde in stark verdünnter, mässig warmer Salpetersäure, das von 9 in kalter, verdünnter Salzsäure gelöst. Hiebei blieb in beiden Fällen ein Rückstand, der theils aus flockiger Kieselsäure, theils aus ziemlich scharf begrenzten gangartigen Wänden bestand, die bei der leisesten Berührung in Staub zerfielen; sie wurden durch Filtration abgeschieden, separat analysirt und ergaben folgende Zusammensetzung:

	3 Gramm				9 Gramm	
Rückstand =	0·0403	. . . .	= 3·90%	.	0·0854	= 10·70%
er besteht aus	0·0140	Kieselsäure	= 1.36%	.	0·0384	= 4·81%
	0·0260	Eisenoxyd	= 2.52%	.	0·0480	= 6·00%
	0·0400		3·88%		0·0864	10·81%

[1]) Gangverhältnisse und Mineralreichthum Joachimsthals. S. 98—99.

Die erste Lösungsart war für den angestrebten Zweck weniger günstig als die zweite, welche von einem besseren, wenn auch, wie es in der Natur der Sache liegt, keinem vollkommenen Erfolg begleitet war. Da die Gesammtmenge des Eisenoxyds in 9 = 7·25% ist und hievon 6·00% in einer Form ungelöst zurückblieben, die mit Sicherheit erkennen liess, dass sie nicht der Mineralsubstanz angehört, so verbleibt für diese ein Eisenoxydgehalt von nur 1·25%, der aber wahrscheinlich noch etwas zu hoch ist, da sich auch in der kalten, verdünnten Salzsäure etwas davon gelöst haben wird. Ist nun dieser schon an und für sich nicht erheblich (in dem Gummierz von Johann-Georgenstadt ist er gewiss nicht niedriger), so kann der Unterschied in den beiden durch die verschiedenen Farben gekennzeichneten Varietäten auch kein sehr bedeutender sein. Die dunklere Färbung des Gummierzes von Johann-Georgenstadt und des Eliasit gegenüber dem Gummit von Mitchell County möchte ich aber neben der bedeutenderen Grösse der Individuen und damit verbundenen erhöhten Durchsichtigkeit bei Unterlagerung impellucider dunkler Substanzen doch hauptsächlich auf den Eisenoxyd- und Mangangehalt zurückführen. Ob der letztere lediglich der Verbindung angehört oder auch theilweise in den Ausscheidungen auf den Klüften abgelagert ist, kann nicht entschieden werden. A priori ist Letzteres wahrscheinlicher[1]), andererseits muss aber hervorgehoben werden, dass bei der Lösung die Kluftausfüllungen in ihrer Form erhalten bleiben, was bei dem eventuellen Vorhandensein eines innigen Gemenges von Manganoxyd und Eisenoxyd und Lösung des ersteren kaum der Fall sein würde. Das ausgeschiedene Eisenoxyd wird gewiss ein Hydrat bilden und würden die 6% nach der Formel für Brauneisenstein 1·07% Wasser erfordern, wodurch der höhere Wassergehalt von 9 bei der Berechnung auf die reinere Substanz allerdings nur wenig, aber doch vermindert würde, wenn es eben nicht ein wasserreicheres Hydrat[2]) ist, wie sie ja thatsächlich in der Natur vorkommen. Die Bestimmung des Wassergehaltes hat überhaupt hier seine Schwierigkeiten, denn er ändert sich, wenn auch nicht bedeutend, je nach dem Feuchtigkeitsgehalt der umgebenden Atmosphäre. Der Gummit von Mitchell County verlor in dem Zustande, wie ich ihn erhielt, in 11 Tagen über Schwefelsäure 1·68% Wasser und zeigte nach weiteren 30 Tagen keine wägbare Gewichtsabnahme mehr. Eine Aenderung der Farbe fand nicht statt, überhaupt bleibt ein geringer Wasserverlust auf Farbe und Durchsichtigkeit und, wie es scheint, auch auf andere physikalische Eigenschaften ohne merkbaren Einfluss, denn Präparate, die kalt mit Wachs behufs Herstellung von Schliffen, oder solche, die mit ziemlich warmem Canadabalsam aufgeklebt waren, wobei unbedingt eine Wasserabgabe eintrat, zeigten keinerlei Unterschiede. Der über Schwefelsäure theil-

[1]) Unter den Stücken des Eliasit (6 und 7) wurde neben sehr kleinen Mengen von Quarz, Calcit, verschiedenen grünen Uranmineralen auch ein wadähnliches Product gefunden. In dem von mir zur Analyse benützten Materiale konnte ich auch nicht eine Spur von Kohlensäure nachweisen.

[2]) Rammelsberg, Handbuch der Mrlchm. 2. Aufl., 2. Thl., S. 185, gibt für Brauneisenstein theoretisch 14·44% Wasser, er führt aber auch weit wasserreichere Verbindungen an, so z. B. von Botallack, Cornwall mit 24·40%.

weise entwässerte Gummit ist sehr hygroskopisch, und können die Wägungen nur in dicht schliessenden Gefässen vorgenommen werden. 14 Stunden offen stehen gelassen, erreichte er sein volles Gewicht (bis auf 0·04%) wieder, das aber je nach dem Feuchtigkeitsgehalt der Luft doch etwas wechselnd ist; 8 Stunden auf 98—99° erhitzt, änderte sich das Gewicht des über Schwefelsäure entwässerten Gummit nicht; bei 130° verlor er in 24 Stunden 5·05%, ohne in weiteren 12 Stunden eine merkbare Abnahme zu erfahren. Er ist nun nicht mehr so hygroskopisch, das sonst feurige, lichtorangeroth gefärbte Pulver wird matt und lichtzimmtroth; 24 Stunden offen stehen gelassen, zeigte er schon wieder eine Gewichtszunahme von 2·87%[1]; nach 48 Stunden eine solche von 3·00%, hatte also in derselben Zeit nun nur 0·13% Wasser aufgenommen, in 11 Tagen erreichte sie 3·36% u. s. w.; es ist aber kaum zu zweifeln, dass sie nach und nach wieder ihre volle Höhe erreichen würde. Die restlichen 3·18% (der Versuch wurde bei 2 vorgenommen) gehen erst beim schwachen Glühen weg, die Farbe wird hiebei tief zimmtroth, nach dem Erkalten tief orangeroth, eine Nüance dünkler als die Farbe der compacten Rinde.

Etwas anders verhält sich der Eliasit (6), er verlor über Schwefelsäure in 15 Tagen 3·88%, ohne in weiteren 14 Tagen eine merkliche Gewichtsabnahme zu zeigen. Der Verlust an Wasser ist also hier um 2·20 Proc. grösser als bei dem Gummit von Mitchel County; er kann nur theilweise auf eine höhere Hydrationsstufe des mechanisch beigemengten Eisenoxyds zurückgeführt werden, ist aber andererseits doch wieder eine wichtige Stütze für die Annahme einer solchen. In 14 Stunden hat derselbe nur 2·50% wieder aufgenommen, ohne in weiteren 36 Stunden eine Gewichtszunahme zu zeigen. Entweder erfolgt die weitere Restitution schon in diesem Stadium sehr langsam (entgegen dem Gummit) oder überhaupt gar nicht, wonach 1·38% verloren blieben. Auch 130° erhitzt verliert er weiter 7·13% Wasser (Mittel aus zwei Versuchen 6·98—7·28%) und ist nur wenig hygroskopisch. Die restlichen 3·11% (gegen den Gummit eine Differenz von nur 0·07%) verliert er erst bei dunkler Rothgluth. Auch verliert er bei 130° seinen Glanz und wird etwas dunkler; durch das Glühen geht die schmutzig dunkelgrüne Farbe des Pulvers in ein mattes Schmutzigbraun über.

Ein bezüglich der Umwandlungserscheinungen sehr lehrreiches Vorkommen ist jenes von Přibram (Annagrube, Johanngang 7. Lauf Firstenbau); das k. k. mineralogische Hofmuseum und die Sammlung der k. k. geol. Reichsanstalt besitzen je ein Exemplar desselben; bei beiden ist die Umwandlungsart ganz gleichartig. Bei ersterem schliesst unmittelbar an eine sehr quarzreiche Gangpartie ein mehrere Millimeter breites Blatt feinkörnigen Bleiglanzes und an dieses, circa 4 Centimeter breit, die Verwitterungsproducte des Pecherzes. Da die Stücke äusserst leicht zerbröckeln, sehr selten sind und die Gewinnung reinen Analysenmaterials zu ihrer völligen Zerstörung führen müsste, so konnten nur qualitative Untersuchungen angestellt werden; ebenso mussten die mikroskopischen meist auf kleine Splitterchen beschränkt bleiben. Das vorherrschende Product ist von dem Gummit von Mitchell County

---

[1]) Die Farbe wird hiebei wieder etwas lichter und belebter.

nicht zu unterscheiden. Wie in dem dort angeführten complicirteren Fall treten verschiedene Farbennüancen auf, namentlich einige wenige mennigrothe Partien, ferner ziemlich in der Mitte des parallelblättrig angeordneten Gangtrumes ein in der Streichungsrichtung vielfach unterbrochenes dunkles Band mit einem Stich in's Violette und endlich an den Aussenseiten je eine verschieden dicke, mehr weniger geschlossene Zone, die nach Farbe, Glanz und Structur als Eliasit bezeichnet werden müsste.

Feine Splitterchen (häufig spalten parallel mit dem Verflächen dünne Blättchen leicht ab) des orangerothen Minerals zeigen in dickeren Theilen die Farbe wie sie der Eliasit, in dünneren wie sie der Gummit von Mitchell County in Präparaten erscheinen lassen. Die Individuen sind von allen bisher beobachteten die grössten, sehr unregelmässig contourirt, scharf absetzend oder verschwommen, je nachdem die Trennungsfläche zweier benachbarter mehr senkrecht oder sehr schief zur Axe des Mikroskopes steht. Die Substanz ist im grossen Ganzen rein und enthält selten dieselben dunkleren Wolken, wie der Eliasit von Joachimsthal; sie sind vielfach zerklüftet, aber die Ablagerungen auf den Klüften sind selten. In dem mennigrothen Theil sind die beim Eliasit beschriebenen rostbraunen Partien in dünnen Blättchen und dentritischen Formen reichlich zwischengelagert, und in dem in's Violette neigenden Blatt neben einer unbestimmten amorphen Ausscheidung vorherrschend. Der makroskopisch als Eliasit bezeichnete Theil besteht nach Schliffen kleiner Stückchen (abgespaltene Theilchen sind nur hie und da an den Kanten durchsichtig) vorwiegend wieder aus dem orangegelben Mineral, welches vielfach dunkle, undurchsichtig bleibende, äusserst unregelmässig begrenzte Partien umschliesst, die wenigstens zum Theil aus unverändertem Pecherze bestehen, denn beim Lösen in verdünnter warmer Salzsäure bleibt ein Rückstand, der von Salpetersäure aufgenommen wird und neben reichlicher Eisen- auch Uranreaction zeigt. Der Strich ist gelbgrün, sehr ähnlich dem des hyacinthrothen Gummites von Johann-Georgenstadt.

Alle sonstigen Erscheinungen sind mit den bei anderen Vorkommen beschriebenen, wenn man von durch locale Eigenthümlichkeiten bedingten kleinen Unterschieden absieht, identisch. Qualitativ konnte Kieselsäure, Blei, Eisenoxyd, Mangan(?), Kalk und Wasser neben Uranoxyd nachgewiesen werden, wozu noch in allen Theilen neben deutlichen Spuren von Arsen Antimon[1]), und zwar wahrscheinlich in etwas geringerer Menge als Blei kommt.

Die mennigrothen Theile geben auffallend wenig Kalk, entsprechende Mengen Eisenoxyd, die orangegelben bis orangerothen nur Spuren des letzteren. In dem eliasitähnlichen Theil war in der kalten salzsauren Lösung sehr wenig Eisen nachweisbar.

Auch an einzelnen der bekannten Welsendorfer Stücke dunklen Flussspathes, die Bořicky's Uranotil enthalten, lässt sich das orange-

---

[1]) Nach der Analyse von Hauer (Jahrbuch d. geol. Reichsanstalt 1853, S. 107) enthalten die Přibramer Pecherze 2·09 Proc. Antimon. Ob diese nur auf die plagionitartigen und ähnliche sichtbare Beimengungen zurückzuführen sind, ist nun allerdings nicht ganz sicher, auch in diesem Falle könnten sie ja in die Neubildung übergehen.

rothe Mineral deutlich erkennen [1]); es ist hier von erdigem Aussehen. Neben ihm erscheinen auch als Seltenheit die dunkler rothen Partien; sie sind dicht und haben hohen Glanz, sind also vielleicht nur structurelle Modificationen. Chemisch war in beiden Blei nachweisbar. Ueberhaupt konnten nicht nur an allen zugänglich gewesenen Gummierzen die lichtorangegelben bis dunkelorangerothen neben den hyacinthrothen bis fast schwarzen Modificationen oder Varietäten constatirt werden, sondern auch an zahlreichen, andere secundäre Uranminerale tragenden Stufen kehren sie wieder. Nebenbei findet sich das citrongelbe Umwandlungsproduct fast ausnahmslos an allen Gummierzstufen, allein oder doch mit unbedeutenden Mengen zweifelhaften, wenigstens sehr unreinen Gummit erscheint es in derben Stücken als Websky's Uranophan von Kupferberg und ganz rein in einigen Höhlungen des Flussspaths von Welsendorf als kleine Krystallgruppen, die sich hier wohl auf secundärer Lagerstätte befinden.

Die gegebene Darstellung dürfte zum Mindesten den Beweis erbringen, dass diese ersten, aus verschiedenen Uranpecherzen hervorgehenden Verwitterungsproducte sich in allen Fällen sehr nahe stehen und keine anderen Differenzen in ihrer Zusammensetzung aufweisen, wie sie nicht auch bei anderen derartigen Mineralen in noch weit grösserem Masse vorkommen. Je nach der Reinheit der Pecherze und je nach der Beschaffenheit der die Zersetzung einleitenden Agentien fällt das neugebildete Product etwas verschieden aus, wie das ja in der Natur der Sache liegt. Ebenso schwankt innerhalb gewisser Grenzen die physikalische Beschaffenheit, doch ist die Substanz in allen beobachteten Fällen krystallinisch, wenn auch keine frei ausgebildeten Individuen [2]) bisher gefunden wurden. Genth [3]) erklärt den Gummit von Mitchell County für amorph, aber wohl nur auf Grund des makroskopischen Befundes, der hier nicht massgebend sein kann.

Auf Grundlage der eigenen Beobachtungen und nach den, wie es scheint, gerechtfertigten Richtigstellungen älterer möchte ich mir folgende Schlüsse erlauben: Bei der ersten Umwandlung der Uranpecherze entstehen unter entsprechenden Bedingungen Producte, welche wesentlich aus Uranoxyd, Wasser, Bleioxyd, Kalk, mehr weniger Eisenoxyd und Kieselsäure bestehen. Je nach der Zusammensetzung der Pecherze und der die Veränderung dieser veranlassenden Agentien treten bis jetzt erwiesenermassen in die Combination: Manganoxyd, geringe Mengen von Thonerde, Magnesia, Baryt und Antimon, vielleicht auch Wismuth.

Schon die allgemeine Verbreitung dieser so zusammengesetzten Neubildungsproducte, denn man begegnet ihnen ausnahmslos bei allen bedeutenderen Pecherzvorkommen, ja selbst dann, wenn die zur Bildung anderer secundärer Uranminerale nöthigen Bedingungen vorhanden waren, berechtigt wohl zu der Annahme, dass man es hier nicht mit zufälligen Gemengen, sondern mit gesetzmässigen Verbindungen zu

[1]) Der Farbenunterschied gegen den citronengelben Uranotil wird von Bořicky selbst (Sitzungsbericht. d. k. k. Gesellschaft d. Wissensch. 1870, S. 36) hervorgehoben, aber keine Vermuthung über eine andere chemische Beschaffenheit ausgesprochen.

[2]) Solche wären wohl bei dem Welsendorfer Vorkommen am ersten zu suchen.

[3]) A. a. O. S. A., S. 3. Groth's Ref., S. 385.

thun hat. Durch die immer wieder citirte Analyse Kersten's, in der meiner Ueberzeugung nach unrichtigerweise das Bleioxyd fehlt — von anderen ganz natürlichen Fehlern abgesehen — suchte man in einem Uranoxydhydrat das Ideal des Umwandlungsproductes. Hiezu kam die nicht stichhältige Annahme, dasselbe sei amorph und alle übrigen Bestandtheile nur Verunreinigungen — das „Gemenge" war fertig. Es wäre denn doch ein sehr merkwürdiger Zufall wenn in solchen, wie dies aus den angeführten Analysen hervorgeht, der Kieselsäuregehalt innerhalb so enger Grenzen schwanken würde (die Kersten'sche ausgeschieden), wie wir das nur bei wenigen Mineralen wieder finden! Wenn nun ausserdem Abweichungen in der Zusammensetzung eine so befriedigende, übrigens gar nicht nothwendige Erklärung finden, wie dies bei dem „Eliasit" gegen den gewiss reinen Gummit von Mitchell County der Fall; wenn man ferner erwägt, dass nicht amorphe Massen, sondern deutlichst krystallisirte Substanzen vorliegen, die so durchsichtig sind, dass vorhandene Verunreinigungen leicht erkannt werden können, so kann kein Zweifel herrschen, dass die übrigen Bestandtheile mit zur Verbindung gehören und alle zusammen ein wohlberechtigtes, selbstständiges Mineral bilden. Wie die Umwandlung aus den Pecherzen erfolgt, sagen die Analysen. Da der in den Pecherzen vorhandene Bleigehalt für die entstehende Verbindung nicht ausreicht, so müsste eine Zuführung angenommen werden und wäre in dem Falle, als alles vorhandene Uranoxyd und das aus dem Oxydul sich bildende, so viele Bestandtheile aufnehmen würde, als für die Neubildung nöthig sind, diese namentlich des Wassergehaltes wegen wahrscheinlich mit einer sehr grossen Volumszunahme verbunden. Nach der Beschaffenheit der Pseudomorphosen von Mitchell County zu urtheilen, findet aber eine solche nicht statt, und es muss demnach ein beträchtlicher Theil des Uranoxydes (und etwas Eisenoxyd) weggeführt werden, was namentlich bei der leichten Löslichkeit in kohlensauren Alkalien erklärlich ist, und wodurch auch das Schwanken des zurückbleibenden Bleigehaltes erklärt werden würde. Das Eisenoxyd lagert sich theilweise in der neuen Verbindung als Hydrat ab.

Der Grundtypus dieses Minerals wird in einem Gummierze von Johann-Georgenstadt zu suchen sein und diesem werden die amerikanischen, in denen ein Theil des Kalkes durch Baryt ersetzt ist, äusserst ähnlich, ja mit ihm bis auf kleine Differenzen im Eisenoxydgehalt identisch sein. Im „Eliasit" ist ein etwas grösserer (immerhin aber sehr kleiner) Theil des Uranoxydes durch Eisen- und Manganoxyd ersetzt, ein Theil des Kalkes durch Magnesia. Wahrscheinlich ist hier eine eisen- und manganreichere (?) Varietät neben der mehr normalen zur Ausbildung gelangt.

Der „Pittinit" scheint nichts anderes als ein „Eliasit" zu sein; ob das von Hermann angegebene Wismuthoxyd zur Verbindung gehört, darüber lässt sich kaum eine Vermuthung aussprechen. Ich konnte dieses in keiner der mir vorliegenden (auch ganz schwarzen) Proben nachweisen. Dass der „Coracit" Whitney's ebenfalls ein dem Gummit schon sehr nahe stehendes Umwandlungsproduct ist, wird nach Abzug des, den 7·47 % Kohlensäure entsprechenden Kalkes mit 9·51 %, wonach 4·93 % für die Verbindung verbleiben, sehr augenscheinlich,

nur der Wassergehalt ist viel geringer, der aber auch noch erklärlich werden würde, wenn das Mineral vorher bei über 100° getrocknet worden war, worüber in dem Referate a. a. O. keine Angaben enthalten sind.

Unzweifelhaft gehören nach ihren chemischen Bestandtheilen und physikalischen Eigenschaften die etwas antimonführenden Vorkommen von Příbram in dieselbe Gruppe, wenn auch ein weiteres Urtheil, namentlich über die Rolle des Antimons, derzeit noch nicht gegeben werden kann.

Bei der Aufstellung der Species „Eliasit" meint Haidinger (a. a. O.) dass selbst dann, wenn sie als solche nicht haltbar wäre, dieser Name besser als der „Gummierz" wäre. So richtig dies nun ist, wird es doch nicht gelingen die Bezeichnungen „Gummierz" und „Gummit" aus der Literatur zu beseitigen, und so möchte ich mir denn erlauben, selbst auf die Gefahr hin, dass anfänglich mit dem Namen die irrige Vorstellung, die durch Kersten's Analyse hervorgerufen wurde, verknüpft bleibt, die ziemlich eng umgrenzte Gruppe der Umwandlungsproducte, welche zuerst und am leichtesten aus den Uranpecherzen hervorgehen, wesentlich aus Uranoxyd, Bleioxyd, mehr weniger Eisenoxyd, Kalk, Kieselsäure und Wasser in den in den angeführten Analysen gegebenen Verhältnissen bestehen [1]), orangegelb, orangeroth bis hyacinthroth gefärbt und krystallinisch sind, deren Härte ungefähr der des Kalkspathes entspricht und ein specifisches Gewicht von circa 4·7—4·84 besitzen [2]) — mit dem gemeinsamen Namen Gummit zu belegen.

Dass die Unterschiede, welche den „Eliasit" von dem erwähnten Typus trennen würden, sehr gering sein müssen, glaube ich genügend dargethan zu haben, diese Species wäre demnach aus der Literatur zu streichen. Eher schien es vielleicht gerechtfertigt, die Baryt und andere Oxyde enthaltenden Vorkommen mit besonderen Namen zu belegen [3]), mir scheint aber auch dies unnöthig; so werden z. B. Pittinit und Coracit kaum je als Species zur Geltung zu bringen sein und bald aus der Literatur verschwinden, sowie Hermann's Phosphor- und Vanadin-Gummite niemals eine Anerkennung gefunden haben.

Es erübrigt noch, über Constitution und Formel dieser Gruppe Einiges zu bemerken. Von Kersten's, Hermann's und den von Kunstmeister G. Schmidt [4]) gerechneten Formeln kann wohl abgesehen werden, denn die letzteren haben z. B. auch die Kohlensäuren im Eliasit berücksichtigt, Kersten und Schmidt auch der Phosphorsäure eine Rolle zugetheilt. Rammelsberg führt in seinem Handbuche die Analysen des Gummierzes von Kersten, des Eliasit von Ragsky und des Pittinit von Hermann an und bemerkt hiezu, dass die gemengte Natur dieser Substanzen keine Berechnung gestattet. Genth hat aus seinen Analysen auf ein Gemenge von Uranhydrat, Uranotil, Bleiuranat und Bariumuranat geschlossen, auch Groth spricht sich in

[1]) Die so häufig angeführte Phosphorsäure ist gewiss nur auf Beimengen von Uranglimmer zurückzuführen.

[2]) Die niedrigeren Angaben entfallen auf unreine Substanzen.

[3]) Abgesehen von Manganoxyd, das ausser in den „Eliasiten" schon von Kersten im Gummit nachgewiesen wurde, demnach wahrscheinlich verbreiteter ist.

[4]) Gangverhältnisse und Mineralreichthum Joachimsthals etc. S. 136—137.

seiner tabellarischen Uebersicht für die gemengte Natur von Gummit, Eliasit und Pittinit aus.

Wie die vorangegangene Wiedergabe der Beobachtungen zur Genüge beweisen dürfte, liegt den verschieden benannten Vorkommnissen eine homogen ausgebildete Verbindung zu Grunde, deren Erkennung durch die Einbeziehung der mechanischen Verunreinigungen in die Analysenresultate und andere Umstände unmöglich war.

Ueberrechnet man das gefundene Mittel der Zusammensetzung des Gummit von Mitchell County auf 100 Theile und sucht die Verhältnisszahlen, so ergibt sich:

		Gefundenes Mittel		in 100 Theilen			Atomgewichte		Quotient
SiO_2	=	5·03	Proc.	5·04	Proc.	:	60	=	0·08400
PbO	=	5·51	„	5·52	„	:	223	=	0·02475
UO_3	=	74·79	„	74·92	„	:	288	=	0·26014
Fe_2O_3	=	0·41	„	0·41	„	:	160	=	0·00256
BaO	=	1·04	„	1·04	„	:	153	=	0·00679
CaO	=	3·19	„	3·20	„	:	56	=	0·05518
H_2O	=	9·86	„	9·87	„	:	18	=	0·54833
		99·83		100·00					

Der Wassergehalt zerfällt in solchen, der abgeht

über Schwefelsäure . .	= 1·68 Proc.	1·68 Proc.
bei 130° *C.*	= 5·05 „	5·06 „
bei schwacher Rothgluth	= 3·13 „	3·13 „

Summirt man die Monoxyde . . . . = 0·08672
und stellt sie dem Uranoxyd . . . . = 0·26014
der Kieselsäure . . . . = 0·08400
und dem Gesammtwasser . . . . = 0.54833

gegenüber, so würde annähernd folgende empirische Formel resultiren:

$$RU_3SiO_{12} + 6\ H_2O,$$

vorausgesetzt, dass der ganze Wassergehalt als Krystallwasser vorhanden ist, was wohl nicht zutrifft. Das theorethische Erforderniss wäre, wenn man die Monoxyde in dem procentuellen Verhältnisse, wie sie die Analyse ergeben hat, in Rechnung nimmt:

		gefunden in 100 Theilen		berechnet	
SiO_2	=	5·04	Proc.	5·25	Proc.
RO	=	9·76	„	9·76	„
UO_3	=	74·92	„	75·55	„
H_2O	=	9·87	„	9·44	„
		100·00		100·00	

Irgend ein weiterer Werth als einer einfacheren Darstellung der percentuellen Zusammensetzung kann dieser Formel selbstverständlich nicht beigemessen werden — eine befriedigende Deutung ist gegenwärtig hier so wenig wie bei der folgenden Gruppe möglich. Die scheinbaren Beziehungen, die zwischen den beiden Verwitterungsrinden und den bekannten zwei Hydraten des Uranoxydes mit 1 und 2 Wasser

mehrfach durch den Wechsel gewisser physikalischer Eigenschaften hervortreten, finden durch die empirische Formel keinen Ausdruck — ihnen müsste bei der Aufstellung einer Constitutionsformel wohl Rechnung getragen werden.

Bei der zweiten Gruppe, den citronengelben Umwandlungsproducten, die aus später anzuführenden Gründen hier unter dem Namen

Uranophane

zusammengefasst werden, gestalten sich die Verhältnisse einfacher, sie entstehen wahrscheinlich vorwiegend aus den Gummiten, die ziemlich leicht veränderlich sein dürften, denn man findet sie fast ausnahmslos in ihrer Gesellschaft, und zwar auf ihnen als jüngere Bildung. Ihnen fehlt der Gehalt an Bleioxyd und ist dies ein Umstand, der darauf hindeutet, dass sie vielleicht aus dem bei der Verwitterung des Pecherzes in Lösung tretenden Uranoxyd fast gleichzeitig gebildet werden. Gegen die Entstehung aus den ersten Umbildungsproducten könnte die Thatsache sprechen, dass in dem reinen citronengelben Mineral von Mitchell County der Baryt fehlt, der bei der gleichzeitigen Anwesenheit von Kalk kaum verschwinden dürfte. Allein die mikroskopische Beobachtung bei demselben Vorkommen weist so deutlich auf die Umwandlung hin, dass sie kaum zu bezweifeln ist.

Die physikalischen Eigenschaften dieses Minerals von Mitchell County sind bereits oben beschrieben worden, bekannt ist, dass Websky[1]) und Bořicky[2]) frei ausgebildete Krystalle untersucht haben. In meinen Präparaten von dem Uranophan von Kupferberg sind dieselben Wahrnehmungen zu machen, wie sie Websky a. a. O. beschrieb. In den reinen Partien ist ein Unterschied gegen das amerikanische Vorkommen nicht zu bemerken, neben ihnen und den mit Erzpartien gemengten sind aber auch solche vorhanden, die in ziemlicher Menge eine thonige, kaolinartige und solche, die die rostbraune (nicht zu verwechseln mit der aus Eisenoxydhydrat bestehenden) Substanz enthalten, welch' letztere jener bereits bei den Gummiten besprochenen äusserst ähnlich ist.

Es sei erlaubt, neben den eigenen die bekannten Analysen anzuführen.

1. und 2. Citronengelbes Verwitterungsgproduct des Uranpecherzes von Mitchell County, wie bereits S. 4 bemerkt.

3. Dasselbe von einem zweiten Krystall, von der äussersten Zone sorgfältigst abgenommen.

4. Von derselben Localität Mittel aus zwei Analysen von Genth a. a. O.

5. Uranophan von Kupferberg in Schlesien — Analyse von Grundmann. Websky hat aus dieser nach Abzug des beigemengten Chalkolith und der Schwefelmetalle die Zusammensetzung des Uranophan berechnet a. a. O. und in „über die chemische Zusammensetzung des Uranophan", Ztschrft. d. d. geol. Gesellsch. 1870, Bd. 22, S. 93.

---

[1]) „Ueber Uranophan", Zeitschrift d. d. geol. Gesellsch. 1859, Bd. 11, S. 384.
[2]) „Uranotil ein neues Mineral von Welsendorf", Sitzungsberichte d. böhm. Gesellsch. d. W. in Prag 1870, S. 35.

6. Uranotil von Welsendorf von Boricky a. a. O.

7. und 8. Uranotil vom „weissen Hirsch“ zu Neustädtl bei Schneeberg, Analysen von Winkler in Weissbach's mineralogischen Notizen. Neues Jahrb. f. Mineral. 1880, Bd. 2, S. 111. Groth, Ztschrft. f. Krystllg. etc. 1881, Bd. 6, S. 107

	Citronengelbes Verwitterungsproduct von Mitchell Cty.					Kupferberg	Welsendorf	Weisser Hirsch	
	1.	2.	3.	Mittel aus 1. u. 2.	4.	5.	6.	7.	8.
Kieselsäure . .	13·24 %	13·24 %	13·47 %	13·24 %	13·72 %	17·08 %	13·78 %	13·02 %	14·48 %
Uranoxyd . . .	65·78	65·96	64·36	65·87	66·67	53·33	66·75	63·93	62·84
Eisenoxyd . . .	0·14	Spur	0·47	0·07	Spur	—	} 0·51	3·03	2·88
Thonerde . . .	—	—	—	—	„	6·10		Spur	Spur
Magnesia . . .	—	—	—	—	—	1·46	—	—	—
Baryt u. Strontian	—	—	—	—	0·41	—	—	—	—
Kalk	7·10	7·00	7·49	7·05	6·67	5·07	5·27	5·13	5·49
Wasser . . .	13.05	13·17	13·32	13·11	12·02	15·11	12·67	14·55	13·79
Phosphorsäure .	—	—	—	—	—	—	0·54	—	—
Spur von . . .	—	—	—	—	—	1·85[1])	*Pb*	*Al* u. *Co*	*Al* u. *Co*
	99·31	99·37	99·11	99·34	100·38	100·00	99·43	99·66	99·48
Zur Analyse wurden verwendet:	1·099	1·13	0·657	Gramm		—	—	—	—

In dem mir zur Analyse dienenden, mit äusserster Sorgfalt ausgehaltenem Material, in dem mit der Loupe keine Spur von Gummit wahrzunehmen war, konnte weder Blei noch Baryum nachgewiesen werden, es mag demnach nicht ungerechtfertigt sein, wenn die Vermuthung ausgesprochen wird, dass die von Genth zur Analyse verwendete Substanz nicht völlig frei von dem orangerothen Verwitterungsproducte war. Im Uebrigen sind die Differenzen nicht sehr erheblich, gegen den Uranotil von Welsendorf und weissen Hirsch ist der Kalkgehalt bei den amerikanischen Vorkommen wesentlich höher; wenn bei beiden Uran und Calcium mittelst Schwefelammonium getrennt wurde, so kommt die Differenz, wie weiter unten gezeigt werden wird, wohl nicht auf Rechnung der Substanzen, sondern auf jene der Analysen. Die Neustädtler Vorkommen repräsentiren hier wieder die eisenführende Varietät. Bedeutendere Differenzen gegen 1, 2, 3, 4, 6, 7 und 8 zeigt nur der Uranophan von Kupferberg. Wenn man aber für die 6·10 % Thonerde die Menge Kieselsäure mit 7·14 % und Wasser mit 2·14 %, welche für Kaolin nöthig sind (15·38 Proc. Kaolin) berechnet, was nach der oben angeführten Wahrnehmung gerechtfertigt sein dürfte, ferner das sonst nirgends vorkommende Kali ebenfalls als fremde Beimengung abzieht und den Rest auf 100 % überrechnet, so stellt sich Folgendes heraus:

			in 100
Kieselsäure	=	9·94	12·01
Uranoxyd	=	53·33	64·43
Magnesia	=	1·46	1·76
Kalk	=	5·07	6·12
Wasser	=	12·97	15·68
		82·77	100·00

[1]) K_2O.

Hiedurch wird die Zusammensetzung der nun besser bekannten Verbindung bedeutend näher gebracht[1]), am auffallendsten differirt der Wassergehalt, der aber leicht in einer zu grossen Höhe für den Uranophan beibehalten worden sein kann. Ein Theil des Kalkes wäre durch Magnesia ersetzt, sowie dies bei einigen Gummiten der Fall ist. Beide zusammen übertreffen aber den bis jetzt bei reinen Substanzen bekannt gewordenen Kalkgehalt, er kann aber auch zum Theile der nachweisbaren thonigen Beimengung angehören.

Ueber Schwefelsäure verlor das citronengelbe Mineral von Mitchell County (bei 2) in 11 Tagen 2·60 % Wasser und verhält sich so wie dies bei dem Gummit der gleichen Localität angegeben wurde; in 14 Stunden hat es sein volles Gewicht wieder erreicht. Bei 130° gibt es weitere 6·19 % ab, wird matt, ist nicht mehr so hygroskopisch wie in dem Stadium des über Schwefelsäure eines Theiles seines Wassers beraubten Pulvers, in 24 Stunden hat es aber doch schon 5·70 %, in weiteren 48 Stunden nur mehr 0·58 %, in 11 Tagen gar nur mehr 0·10 % Wasser wieder aufgenommen, dürfte aber nach und nach den vollen Wassergehalt wieder erreichen. Die restlichen 4·38 % verliert es erst beim schwachen Glühen, wobei die Farbe gleich der des Gummit im wasserhaltigen natürlichen Zustand wird. Beim Erkalten wird die Farbe wieder heller, bleibt aber matt, wenn der Zutritt von Feuchtigkeit verhindert wird.

Jedenfalls ist durch Websky die Substanz, wenn auch das zur Analyse verwendete Material sehr unrein war, gefunden und mit dem Namen Uranophan belegt worden. Bořicky sagt selbst (a. a. O., S. 40), dass der Uranotil sowohl krystallographisch als chemisch dem Uranophan nahe steht; nach der vorgenommenen, nach dem mikroskopischen Befunde gerechtfertigten weiteren Rectification der aus der Grundmann'schen Analyse geführten Berechnung, kann bezüglich der Identität beider kaum ein Zweifel bestehen, demnach glaube ich vorschlagen zu dürfen, den Namen Uranophan für die, so weit wir diese Neubildungen kennen, noch viel enger umgrenzte Gruppe beizubehalten und die Species Uranotil zu streichen.

Was nun die chemische Formel und Constitution anbelangt, so muss unter den angeführten Umständen natürlich von der Formel Websky's abgesehen werden. Bořicky gibt a. a. O., S. 40 folgende:

$$Ca\ U_2\ Si_3\ O_{16} + 9\ H_2O$$

und sieht das Mineral als eine isomorphe Mischung des Singulosilikates mit Uranoxydhydrat an, wodurch sich dasselbe etwa an den Thompsonit anreihen würde, eine Ansicht, die schon früher Websky ausgesprochen hatte. Auf dieselbe Formel bezieht Winkler das Resultat seiner

[1]) Die krystallographische Untersuchung des Uranotil von Welsendorf führte von Zepharovich durch. Beide Autoren Websky und Zepharovich geben sechsseitige rhombische Säulen mit Domen als Krystallgestalten an, die erheblichen Winkeldifferenzen können bei Berücksichtigung des vorgelegenen Materials nicht hindern, die Substanz für identisch zu halten, umsomehr als die Untersuchung des Welsendorfer Vorkommens noch nicht aufgeklärte Unregelmässigkeiten in der Prismenzone erkennen liess.

Analysen. Rammelsberg[1]) gibt auf Grundlage einer Berechnung der Bořicky'schen Analyse und Abrundung der gefundenen Verhältnisse:

$$Ca_2\ U_6\ Si_5 O_{30} + 15\ H_2O$$

wonach eine Verbindung von normalen und Halbsilikaten resultiren würde.

Der von Genth a. a. O. gegebenen empirischen Formel

$$Ca_3\ (UO_3)_6\ Si_6\ O_{21} + 18\ H_2O$$

die einfacher $Ca\ U_2\ Si_2\ O_{11} + 6\ H_2O$ lautet

schliesst sich auch Groth in der tabellarischen Uebersicht an.

Den gegebenen Formeln entsprechen folgende percentuelle Zusammensetzungen:

	Bořicky Winkler	Rammelsberg	Genth Groth
Kieselsäure =	14·26 %	12·45 %	13·95 %
Uranoxyd . =	68·46 „	71·70 „	66 98 „
Kalk. . . =	4·44 „	4·65 „	6·51 „
Wasser . . =	12·84 „	11·20 „	12·56 „
	100·00 %	100·00 %	100·00 %

Vergleicht man die berechneten Werthe mit den gefundenen auf Seite 21 so ergibt sich, dass für jene von Genth und seine Analysen die beste Uebereinstimmung herrscht, während meine vom Materiale derselben Localität nicht unbedeutende Abweichungen zeigen. Bezüglich der Resultate von Bořicky und Winkler ist ein Vergleich insolange unthunlich, als über die angewandte Trennungsmethode von Uran und Kalk keine Angaben vorliegen. Eine weitere Deutung der empirischen Formel scheint hier so wenig möglich, wie bei den Gummiten, und muss einem späteren Zeitpunkte aufbehalten bleiben.

Zur Trennung des Uranoxydes von Kalk und der Gang der Analysen.

Wie ich bereits in einer kurzen Notiz[2]) angezeigt habe, lassen sich Uranoxyd und Kalk durch Schwefelammonium quantitativ nicht trennen, die ersten Scheidungsversuche führten zur Erkenntniss dieser Thatsache. Vor Anführung der entsprechenden Belege sei es gestattet, die auf die Einführung oder Einbürgerung dieser Methode bezügliche Literatur anzuführen.

Fresenius[3]) sagt: von Strontian und Kalk lässt sich das Uran auch durch Fällung mit Schwefelammonium trennen; aus dem Nachsatze geht wohl hervor, dass sich diese Angabe auf Remelé's Ausführungen gründet. Remelé[4]) beruft sich auf H. Rose's Abhandlung[5]), nach welcher

[1]) Handbuch der Mineralchemie II. Aufl., S. 692.

[2]) Verhandlungen d. k. k. geol. Reichsantalt 1882, Nr. 8, S. 142.

[3]) Anleitung z. quantit. chem. Analyse. 6. Aufl. 1. Bd., S. 596, Randzahl 123.

[4]) Ueber die Bestimmung und Trennung des Uranoxydes durch Anwendung von Schwefelammonium Z. f. a. Ch. 1865, Bd. 4, S. 371—386, S. 378.

[5]) Fresenius Z. f. a. Ch. 1862, Bd. 1 und Rose's Handbuch der anl. Ch. voll. v. R. Finkener, S. 168 und 173.

das Uran von Alkalien und selbst von alkalischen Erden, mit Ausnahme der Magnesia, mit Ammoniak nicht getrennt werden kann und die Anwendung von Schwefelammonium empfohlen wird. Dies hat nun für die Alkalien seine Richtigkeit, für die alkalischen Erden hat aber Rose weder in dem von Remelé citirten Aufsatz, noch in seinem Handbuche die Anwendung von Schwefelammonium empfohlen, ja selbst für Alkalien nur bedingungsweise, er sagt ausdrücklich[1], „enthält die Lösung viel Kalisalze oder andere Salze feuerbeständiger sehr starker Basen[2], so können Kali oder andere Basen im Niederschlage enthalten sein". In seinem Handbuche (S. 172) gibt er für die Trennung von Uran und Kalk lediglich die Methode mit Schwefelsäure.

Remelé sagt selbst (a. a. O. S. 382): „von Strontium und Calcium (nicht aber von Baryt S. 383—384) kann das Uranoxyd ziemlich gut durch Schwefelammonium getrennt werden. Der Niederschlag wird durch Erwärmen in Uranoxydul und Schwefel übergeführt. Sollte sich während der Filtration etwas Strontium- oder Calciumcarbonat auf dem Filtrum abgesetzt haben, so kann man die ausgesüsste Masse in der Kälte mit verdünnter Salzsäure behandeln, wodurch jene Carbonate leicht aufgelösst werden, das Uranoxydul aber nicht afficirt wird. Auf diese letzte Bemerkung wird sogleich zurückzukommen sein. Im Weiteren gibt er aber der Trennung mittelst Schwefelsäure selbst den Vorzug. Weiter (S. 374) führt er an: „erwärmt man das Ganze (Flüssigkeit mit U_2O_2S) nach der Fällung durch überschüssiges Schwefelammonium auf 40—50°, so zersetzt sich das Uranoxysulfuret meistens schon innerhalb weniger Minuten, der braune Niederschlag bekommt eine mattschwarze Farbe" — „das schwarze Zersetzungsproduct lässt sich ohne Veränderung filtriren und mit Wasser auswaschen. Derselbe ist in der Kälte unangreifbar durch concentrirte Salzsäure, vorausgesetzt, dass hinlänglich erwärmt wurde",[3] er empfiehlt[4], eine Stunde nahe der Kochtemperatur zu erwärmen, obwohl der braune Niederschlag sehr bald (wenn gleich nach der Fällung erwärmt wird) meist nach 5 bis 10 Minuten schwarz wird.

Der um unsere Kenntnisse über Uran so hochverdiente Forscher C. Zimmermann hat Remelé's Beobachtungen auf Grundlage eingehender Untersuchungen erst vielfach richtig gestellt. Auch er beobachtete die Zersetzung des Uranylsulfides[5] in der schwefelammoniumhaltigen Flüssigkeit, wenn auf 40—50° oder noch höher erhitzt wird bis alles Ammoniumsulfuret zersetzt ist. Es resultirt Uranoxydul und

---

[1]) Handbuch S 169.

[2]) In d. c. Aufsatze steht hier S. 411 noch der Zwischensatz: „oder ist die Fällung mit Schwefelcalium bewirkt worden."

[3]) Dieser Schlusssatz bezieht sich in der Abhandlung „Untersuchungen über die geschwefelten Verbindungen des Urans" Pogg. Anal. 1865, Bd. 124 S. 1 1, auf das gute Filtriren und Auswaschen, es heisst dort „die mattschwarze, aus der Zersetzung des Niederschlages hervorgehende Masse lässt sich, wenn lange genug erwärmt wurde, ohne Veränderung filtriren und auswaschen; von concentrirter Salzsäure wird sie in der Kälte nicht afficirt. Mit dem Eintritte der Eigenschaften des guten Filtrirens und Auswaschens soll also auch die Unlöslichkeit in Salzsäure eintreten.

[4]) Im ersten citirten Aufsatz, S. 379.

[5]) „Ueber die Zersetzungs- und Umwandlungsproducte des Uranylsulfids". Liebig's Anal. d. Ch. 1880 Bd. 204.

Schwefel, die Flüssigkeit wird wasserhell. Er hat analytisch nachgewiesen, dass andere Sauerstoffverbindungen des Urans bei dieser Zersetzung nicht entstehen, sondern die Umwandlung in Oxydul und Schwefel glatt vor sich geht. Anders geht sie in der Kälte bei längerem Stehen mit Schwefelammonium vor sich [1]), wobei sich unter andern ein schwarzes Product bildet, das vermuthlich der Formel $U_7O_{10} = 3\ U_2O_3 + UO$ ($U = 120$) entspricht und das sich in Mineralsäuren beim Erwärmen (unter geringer Schwefelwasserstoffentwickelung, wahrscheinlich von unzersetztem U_2O_2S herrührend) zu einer gelbgrünen Flüssigkeit löst, aus welcher Ammoniak einen voluminösen, bei auffallendem Lichte schmutziggrauen, bei durchfallendem, bräunlichen Niederschlag abscheidet (uranoxydhaltige Uranoxydullösung). Ammoniumcarbonat löst beim Erwärmen einen Theil des Niederschlages auf.

Es wurden nun eine Reihe von Versuchen durchgeführt, deren Resultate folgende waren:

Versuch 1. Eingewogen 0·3274 Grm. Uranoxyduloxyd, 0·1 Grm. Calcit. Es wurde die Fällung aus schwach salzsaurer Lösung mit möglichst kohlensäurefreiem gelben Schwefelammonium genau nach den oben citirten Angaben ausgeführt und 1/2 Stunden nahe der Kohlentemperatur erwärmt. Die im Filtrat enthaltene Kalkmenge betrug (Aetzkalk) . . . . 0·0194 Grm.

Unmittelbar nach der Filtration und dem Auswaschen mit sehr wenig Schwefelammonium enthaltendem Wasser wurde der Niederschlag auf dem Filter mit kalter verdünnter Salzsäure behandelt, wobei er sich in verhältnissmäsig kurzer Zeit ganz löste. Die Lösung hatte die Eigenschaften, wie sie von Zimmermann für das in der Kälte umgewandelte Uranylsulfid angegeben werden. Diese erhaltene Lösung wurde (nach Zusatz von einigen Tropfen Salpetersäure und Kochen) heiss mit demselben Reagens gefällt — erhaltener Aetzkalk in dem, so wie oben, keine Spur Uran enthaltenden Filtrate . . . . 0·0197 „

Aus der dritten Fällung nach Wiederholung des Verfahrens . . . . 0·0010 „

Vierte Fällung . . . . 0·0044 „

0·0445 Grm.

Endlich lieferte die Trennung nach der weiter unten angegebenen Methode noch . . . . . 0·0106 „

Zusammen . 0·0551 Grm.

statt 0·056 Grm. Aetzkalk.

Versuch 2. Eingewogen 0·7400 Grm. Uranoxyduloxyd und 0·2600 Grm. Aetzkalk, getrennt mit Schwefel-

[1]) A. a. O. S. 210—11, 12 und 13.

ammonium in schwach salpetersaurer Lösung, der sehr lange erwärmte Niederschlag — er war mehr grauschwarz — löste sich anstandlos in verdünnter kalter Salzsäure — im uranfreien Filtrat wurde mit oxalsaurem Ammon der Kalk gefällt und als Aetzkalk gewogen, die Menge betrug . 0·1900 Grm.

Aus der Lösung des Niederschlags wurde nach vorgenommener Oxydation des Uranoxyduls (ein Vorgang der weiter nicht mehr seperat erwähnt werden wird) das Oxyd mit Aetzammoniak gefällt, im Filtrat Aetzkalk erhalten . . . . . 0·0696 Grm.

0·2596 Grm.

Nach der andern Methode noch . . . . . 0·0006 „

Zusammen . 0·2602 Grm.

Versuch 3. Eingewogen 0·3130 Grm. Uranoxyd 0·056 Grm. Aetzkalk. Aus schwach salzsaurer Lösung mit Schwefelammonium getrennt . . . 0·0391 „

nach der 2. Methode aus dem Niederschlag erhalten 0·0174 „

Aetzkalk . 0·0565 Grm.

Das Uranoxyd wurde mit Ammoniak ausgefällt, jedoch nicht gekocht, sondern nur mässig erwärmt und . . . . 0·3128 „ gefunden.

Versuch 4. Eingewogen 0·6660 Grm. Uranoxyduloxyd, 0·3360 Grm. Aetzkalk. Aus schwach salpetersaurer Lösung mit Scwefelammonium gefällt und bis zur vollständigen Zersetzung des Schwefelammoniums gekocht. Im Filtrat Aetzkalk statt obigen 0·336 Grm. nur . . = 0·2602 „ (er enthielt eine Spur Uran)

Der Niederschlag wurde Abends mit kalter verdünnter Salzsäure am Filter übergossen, des Morgens war er vollständig gelöst.

Aus diesen Versuchen geht mit Evidenz hervor, dass Uran und Calcium mittelst Schwefelammonium nicht getrennt werden können[1]), es tritt aber auch die Erkenntniss zu Tage, dass die Umsetzung nicht immer glatt erfolgt, sondern dass es Umstände gibt, unter denen eine andere, in kalter, verdünnter Salzsäure lösliche Verbindung entsteht. An eine so reichliche Kalkcarbonatbildung, wie sie die Differenzen der eingewogenen und gefundenen Kalkmengen erfordern würde, ist gar nicht zu denken, sie würde auch die Löslichkeit der Uranverbindung nicht erklären. Wenn nun die Undurchführbarkeit der Trennung des Uran und Calcium mit Schwefelammonium aus der

---

[1]) Diesbezüglich kann ich mich auch auf die, mir im Verlaufe meiner Arbeiten gemachte mündliche Mittheilung des Hrn. Schneider, Probirer im k. k. Generalprobieramte berufen, welcher schon vor Jahren die gleiche Erfahrung gemacht hatte.

Analogie mit Barium zu vermuthen stand, so war anderseits nach den Erfahrungen Zimmermanns, bei der Darstellung des Uranrothes, nach welchen Kalk und Ammon[1]) leichter aus ihrer Verbindung mit Uran treten und so den Zerfall des Uranylsulfides veranlassen, dieser Schluss nicht vollkommen berechtigt.

Unter diesen Umständen musste zur Trennungsmethode mit Schwefelsäure zurückgegriffen werden, da dieselbe aber nur dann genaue Resultate liefert, wenn bis zum Rauchen abgedampft wird, wobei aber bei der Gegenwart von viel Eisen, häufig von diesem etwas beim Kalksulfat bleibt und eine nochmalige Trennung erfordert, so wurden Versuche durchgeführt, ob nicht eine directe Scheidung möglich wäre.

Calcium und Uran lassen sich nun in, durch Ammonium-Carbonat alkalisch gemachter Lösung, durch Oxalsaures Ammon vollständig trennen. Die diesbezüglichen Versuche ergaben folgende Resultate:

	1	2	3	4
Uranoxyd eingew.	= 0·8551	— 0·3750	0·6200	— 0·8340 Grm.
Calcit „	= 0·4643	— 0·1000 Aetzkalk	0·1000	— 0·0560 „
Entsprechend Kalk	= 0·2600	— 0·1000 „	0·1000	— 0·0560 „
Erhalten Aetzkalk	= 0·2591	— 0·1000 „	0·0998	— 0·0556 „

Die salzsaure Lösung wurde mit etwas oxalsaurem Ammon versetzt und nun so lange Ammoniumcarbonat zugesetzt, bis Alles Uranoxyd wieder gelöst war, hierauf noch oxalsaures Ammon zugegeben, von dem sich ein erheblicher Ueberschuss empfiehlt, und in nicht zu greller Beleuchtung absitzen gelassen. Bei der nachherigen Ausfällung des Urans darf aber nicht gekocht, überhaupt nicht stark erhitzt werden, weil sonst von den Oxalaten, wenn man nicht vorzieht, sie vorher zu zerstören, erhebliche Mengen von Uran gelöst werden.

Selbst wenn die Trennung des Uran von Calcium mittelst Schwefelammonium dann durchführbar wäre, wenn man bis zur völligen Zersetzung des Reagens erhitzt, so würde sie ihre Anwendbarkeit bei der Gegenwart von Eisen verlieren, es war also wichtig, weil ja gerade eine grössere Menge Eisen bei der Abscheidung des Calcium als Sulfat nicht erwünscht ist, zu versuchen, ob die angeführte Methode auch bei Gegenwart von Eisen entsprechende Resultate gibt. Vorerst musste nachgewiesen werden, ob dieses aus oxalsaurem Eisenoxyd-Ammon durch Ammoniak und dessen Carbonat vollständig fällbar ist — eine Frage, die, wie sich an einem andern Ort bei der Besprechung von Thonerde-Oxalaten zeigen wird, durchaus nicht überflüssig war.

Als Material diente ein vollständig durchsichtiger Krystall von normalem Ammonium-Ferridoxalat. Eine Portion wurde im Porzellantiegel anhaltend geglüht, gelöst und mit Ammoniak gefällt (Nr. 1), eine zweite direct gelöst, mit ein paar Tropfen Salzsäure angesäuert und ebenfalls mit Ammoniak gefällt (Nr. 2), in gleicher Weise behandelt, jedoch mit Ammoniumcarbonat gefällt und 3 Tage stehen gelassen (Nr. 3). Eingewogen wurden für alle drei Versuche je 0·5424 Grm. Substanz und die Operationen unter möglichst gleichen Verhältnissen durchgeführt.

[1]) A. A. O. S. 219.

Die Resultate sind:

Erhalten Eisenoxyd Nr. 1 = 0·1030, Nr. 2 = 0·1034, Nr. 3 = 0·1000 Grm.
Entsprechend pCt. Eisen[1]) = 13·29 13·34 12·90 „

Bei wiederholten Versuchen, weit längerem Stehenlassen und selbst starker Belichtung konnte nicht alles Eisen nach der Fällungsart 3 gewonnen werden, wenn auch die Differenzen so gering wurden, dass sie bei einem einigermassen nennenswerthen Eisengehalt vernachlässigt werden können. Bei Gegenwart von Uran wurde, bei zehn Versuchen, (U, Fe. u. Ca) das Eisen immer zu hoch gefunden, es enthielt ausnahmslos Uran. Burker's Erfahrung[2]) ist hiemit bestätigt, Zimmermann[3]) hingegen hebt hervor, dass man bei einem zu grossen Ueberschuss von Ammonsalz leicht Verluste an Eisen erleidet, d. h. sich dieses erst nach langem Stehen absetzt. Gewiss ist die Methode nicht geeignet, besonderes Vertrauen zu erwecken, und so wurde denn auf diese Scheidungsmethode verzichtet.

Hier ist vielleicht der Ort, aufmerksam zu machen, dass bei kleinen Eisenmengen der etwas uranhältige Niederschlag der mit Ammoniak gefällten, ein wenig Eisenoxyd enthaltenden Thonerde täuschend ähnlich sieht. Wo die Thonerde nicht eigens abgeschieden und als solche sicher erkannt wird, geht es nicht an, wie es Bořicky a. a. O. thut, einfach „Eisenoxyd und Thonerde" zu sagen. In den amerikanischen Vorkommen hielt ich auch den Niederschlag, so lange ich noch mit Ammoniumcarbonat zu trennen versuchte, für vorherrschend Thonerde, konnte aber keine Spur dieser, dagegen entschieden Uran nachweisen.

Der Gang der Analysen war folgender: Die Kieselsäure wurde in bekannter Weise durch Abdampfen in Platinschalen gewonnen, die sogenannte kleine Kieselsäure hinzugerechnet und beide mit Flusssäure geprüft. Bei den Baryt führenden Vorkommen erfolgte die Abscheidung aus mässig salzsaurer Lösung mit Schwefelsäure und die des Bleies mit Schwefelwasserstoff, beide sind als Sulfate gewogen. Mit dem Blei fallen allemale etwas Eisen und Spuren von Uran aus, sie wurden von dem Bleisulfat durch oft wiederholte Decantation getrennt, letzteres nicht auf einem Filter gesammelt, sondern direct in einem geräumigeren Tiegel abgedampft, mit ein paar Tropfen Schwefelsäure behandelt, diese vorsichtig abgeraucht, geglüht und gewogen. Eisen und Uran wurden aus der alcoholischen Flüssigkeit durch Abdampfen gewonnen und mit der Hauptmasse vereint, nachdem der Kalk ebenfalls durch Eindampfen mit Schwefelsäure bis zum Rauchen etc. als Sulfat gewonnen war.

Aus dem Filtrat wurde die geringe Menge Eisen und das Uran (bei den „Eliasiten" auch das Mangan) durch Schwefelammonium gefällt und im Filtrat eventuell die Magnisa bestimmt, der Niederschlag der Metalle geröstet, geglüht und gelöst, wobei immer eine kleine Kieselsäure resultirte. Bei den amerikanischen Vorkommen erfolgte die

[1]) Die unter 1 und 2 erhaltenen Resultate stimmen mit jenen von Eder und Valenta — Sitzber. d. k. A. d. W. in W. 1880. Bd. 82, S. 621 — gut überein.

[2]) Journ. f. Ph. u. Ch. (4) Bd. 27, S. 347, auch Fresenius Z. f. a. Ch. 1880 Bd. 19, S. 350.

[3]) Zur Scheidung der Schwermetalle der Schwefelammoniumgruppe — Liebig's Annl. 1879, Bd. 199, S. 13 u. f.

Trennung nach Zimmermann's Methode[1]) mit Rhodanammonium und Natriumcarbonat, abermalige Lösung des erhaltenen Eisenoxyd und des mit Schwefelammonium gefällten Uran und neuerliche Ausfällung. Bei den „Eliasiten“ gestaltet sich die Sache misslich, die Lösung der drei Metalle wurde mit Natrinmcarbonat versetzt, hiebei aber immer etwas Uran im Niederschlage gefunden, daher dieser wieder gelöst und nochmals getrennt, nachdem vorher aber die im ersten Filtrat bei langem Stehen und Erwärmen sich ausscheidenden Flocken hinzugefügt worden waren. Beim Erwärmen muss man natürlich sehr vorsichtig sein, da man sonst zu viel Uran wieder zurückbringen würde, dessen Ausscheidung in grösserer Menge oft plötzlich erfolgt. Das Uran muss hier unbedingt zweimal gefällt werden, wenigstens mir gelang es nicht, den von der Schwefelammoniumfällung herrührenden Niederschlag, vollständig auszuwaschen. Zur Trennung von Eisen und Mangan diente essigsaures Ammon, das erstere enthielt fast immer einige Zehntel Procente Uran, es wurde daher ohne vorherige qualitative Untersuchung nach Zimmermann's Methode gefällt und das eventuell erhaltene Uran zur Hauptmasse vor der zweiten Fällung hinzugefügt. Das Mangan (als Sulfür gewogen) war aber von ausgezeichneter Reinheit. Das Uran wurde als Oxyduloxyd gewogen, dann reducirt und wieder gewogen, die Differenzen waren in keinem Falle erheblich, ausnahmslos ist es nachher nochmals geprüft worden. Bei den Analysen 1, 3, 7, 8 und 9 der Gummite, bei 1 und 3 der Uranophane ist das Wasser direct (Auffangen im Chlorcalciumrohre), bei 2 beider Gruppen und 6 der Gummite aus dem Glühverlust bestimmt.

Zum Nachweise der Phosphorsäure wurden nahezu 3 Gramm der Substanz von Mitchell Cty. verwendet, die wohl vorwiegend aus Gummit bestand. Der erhaltene Niederschlag mit molybdänsaurem Ammon war aber so gering, dass ein sicherer Nachweis, ob er thatsächlich phosphorsaures Molybdänsäure-Ammon sei, nicht möglich war. Bei den „Eliasiten“ ergab sich, bei den dunkeln, fast schwarzen Varietäten kein Niederschlag, bei 6 und 7 eine Spur, von dem ich aber nicht mit absoluter Sicherheit behaupten möchte, dass er wirklich von einem ausserordentlich geringen Phosphorsäuregehalt herrührt.

Nachdem ich glaube, zur Genüge dargethan zu haben, dass Uran und Calcium durch Schwefelammonium quantitativ nicht getrennt werden können, so werden wohl jene Mineralanalysen, deren Resultate theilweise durch Anwendung dieser Trennungsmethode gewonnen worden sind, einer Revision unterzogen werden müssen. So z. B. Winkler's Uranospinit[2]) und namentlich die von Lindacker ausgeführten, von Vogl a. a. O. gegebenen, von den kalkhaltigen Varietäten des Johannit, Voglit, Zippeït, Urangrün etc. etc. und noch mehreren älteren Analysen verschiedener Uranminerale.

---

[1]) A. a. O. im Bd. 204 ist ein Nachtrag erschienen.
[2]) Jourl. f pr. Chm Bd. 115 (II 7) 1873 Seite 4 u. 11.

Ueber krystallisirtes Kupfer von Schneeberg in Sachsen.

Von **Heinrich Baron von Foullon.**

Auf einer Stufe von Schneeberg in Sachsen fand Herr Dr. A. Březina verzwillingte Krystalle von gediegenem Kupfer, welche er mir zur näheren Untersuchung überliess.

Die sehr zahlreichen winzigen Kryställchen sitzen auf einer Gruppe unregelmässiger Quarzkrystalle, deren Entwicklung nach einer Seite, wahrscheinlich der Unterseite, gehindert, aber nicht ganz gehemmt erscheint und welche mit dem Nebengestein nur an einer räumlich beschränkten Stelle seitlich verwachsen war. Die Quarzkrystalle sind gegen die Unterseite der Gruppe farblos, gegen die Oberseite durch Einschlüsse schwach gelb bis bräunlich gefärbt, wenige Kalkspathkrystalle sind aufgewachsen, die ihrerseits wieder Kupfer tragen, so dass dieses als letzte Bildung deutlich erkennbar ist. Die Art der örtlichen Vertheilung ist eine ganz unregelmässige; obwohl einige Vertiefungen zwischen dem Quarz als Ablagerungspunkte sehr bevorzugt sind, sind andere leer, ebenso ist ein Zusammenhang zwischen den Anwachsstellen und den verschiedenen Flächen des Quarzes nicht wahrnehmbar, bald erscheinen die Kryställchen auf Prismen, bald auf Rhomboederflächen, sie scheuen weder Kanten noch Ecken.

Die Kryställchen erreichen an der Unterseite nie die Grösse eines Mohnkornes, an der Oberseite wird dieselbe häufig, wenn auch nicht bedeutend, überschritten. Fast alle Krystalle zeigen Anlauffarben, nur einige wenige in einer Vertiefung sind schön kupferroth. Sie waren mit einer grauweissen Substanz überzogen, die noch in verschiedenen Theilen der Gruppe wahrnehmbar ist; ihrer geringen Menge wegen liessen sich keine weiteren Untersuchungen anstellen, sie sieht thonartig aus. Die Flächen der Krystalle sind für das freie Auge eben, nicht zu selten glänzend, mit der Loupe betrachtet, sieht man mannigfache Wachsthumserscheinungen, schwachtreppenartige Vertiefungen u. dgl. m. Die kleinsten Kryställchen sind merkwürdigerweise die unvollkommensten, ihre Oberfläche ist rauh und mit vielen kleinsten, fast mikroskopischen Individuen bedeckt. Da nicht anzunehmen ist, dass sie bei fortschreitendem Wachsthume eine vollendetere Form angenommen hätten, so ist es wahrscheinlich, dass sie das Resultat eines besonderen Anschusses einer reicheren Lösung sind, deren grösserer Metallhalt jedoch in der Nähe bereits vorhandener Krystalle auf den Flächen derselben genügend Raum zur Anlagerung fand, eine Erscheinung, die bei der „Krystallzucht" im Laboratorium öfter beobachtet

werden kann. Bei nicht allzu jäher Temperaturerhöhung und darauffolgender langsamer Abkühlung, somit eintretender verhältnissmässig starker Uebersättigung findet neben dem Ausfall vieler kleiner, mitunter nicht sehr gut ausgebildeter Individuen ein sehr rasches Wachsthum der eingelegten Individuen statt. Der so entstandene Zuwachs hebt sich gewöhnlich als wasserklare, ausgezeichnet ebenflächig begrenzte Schale von dem Kerne ab. Freilich führen derlei Vorgänge zu vielfachen Complicationen, von denen aber hier abgesehen werden muss.

Für Kupfer hat Haidinger[1]) die Formen 100, 111, 110, 210 angegeben und Rose[2]) 520 und 311 hinzugefügt. Beide constatiren häufige Verzwillingung. Schrauf[3]) erkannte an dem Kupfer von Wallaroo π (120). Die vorliegenden Krystalle von Schneeberg[4]) sind ausschliesslich Oktaeder, an keinem einzigen lassen sich auch nur Spuren anderer Formen wahrnehmen. Einzelne Individuen sind sehr selten, häufiger Zwillinge, am häufigsten aber Viellinge von augenscheinlich gesetzlicher Verwachsung, scheinbar regellose sind nur ganz vereinzelt. Die wiederholte Zwillingsbildung führt aber hier nicht zu den bekannten baum- oder blechförmigen Gebilden, sondern es lässt die vergleichende Prüfung das Vorhandensein mehrerer Verwachsungsarten, wie sie Strüver[5]) am Spinell nachwies, mit grosser Wahrscheinlichkeit erkennen. Bei der Kleinheit und sonstigen Beschaffenheit der Kryställchen lassen sich selbst mit den Březina'schen Methoden[6]) nicht alle verschiedenen Combinationen messen und da man bei der lediglich vergleichenden Beurtheilung, wie Strüver selbst zeigt, leicht Irrthümern ausgesetzt ist, soll auf eine Wiedergabe der so ermittelten Verzwillingungen verzichtet und nur der eine, häufiger vorkommende Fall angeführt werden, wo die durchgeführten Messungen Resultate lieferten, die einen sicheren Schluss auf die Zwillingsbildung gestatten.

Das Zwillingsgesetz ist das beim Kupfer bekannte und im tesseralen System so häufig vorkommende: Zwillingsebene, eine Oktaederfläche. Es erfolgt hiernach viermal wiederholte Verzwillingung in gleicher Weise, wodurch der Raum theoretisch nahezu ganz erfüllt erscheint, so wie dies Schrauf an einem Krystalle der Manganblende[7]) beobachtet hat. Die Zwillingsaxen liegen sämmtlich der Rhombendodekaederfläche 110 parallel, gegen welche der Zwilling auch symmetrisch ausgebildet ist, er gehört also in die zweite der von Strüver aufgestellten drei Gruppen.

Die nachfolgenden Figuren geben Ansicht und Projection in idealer Ausbildung; von den unten angeführten, gemessenen Winkeln muss bemerkt werden, dass bei der Beschaffenheit der Flächen eine höhere Genauigkeit der Beobachtung als 2—3' nicht anzunehmen ist.

[1]) Edinb. Journ. of Sc. 1824 Vol. I. u. Sitzber. d. k. A. d. W. in Wien 1863, B. 48, II.

[2]) Reise nach dem Ural etc. 1837, B. I, S. 401 und 313.

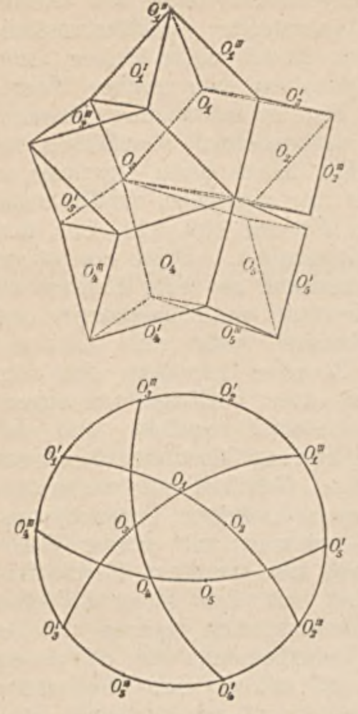
[3]) Tschermak's mineralg. Mitth. Jahrg. 1872, S. 53 u. f.

[4]) Die Stufe ist Eigenthum des k. k. Hofmineraliencabinetes.

[5]) Ueber polysynthetische Spinellzwillinge. Groth's Zeitschrift für Krystallographie etc. 1878, B. II, S. 480 u. f.

[6]) Die nun demnächst zur Veröffentlichung gelangen.

[7]) Pogg. Ann. Bd. 127, S. 348, 1866.



Flächen		gemessen	theoretischer Werth
$O_3' : O_4'''$	=	38° 50′	38° 56′ 33″
$O_4' : O_5'''$	=	37° 49′	„ „ „
$O_5' : O_2'''$	=	31° 51′	„ „ „
		31° 38′	
Mittel	=	31° 46′ 30″	31° 35′ 11″
$O_1 : O_2$	=	41° 17′	38° 56′ 33″
$O_2 : O_3$	=	39° 42′	„ „ „
$O_3 : O_4$	=	39° 23′	„ „ „
$O_4 : O_5$	=	38° 56′	„ „ „
$O_2 : O_5$	=	40° 39′	„ „ „
		40° 42′	
Mittel	=	40° 40′ 30″	42° 33′ 19″
$O_4 : O_4'$	=	70° 20′	70° 31′ 44″
$O_4 : O_4'''$	=	70° 23′	„ „ „
Ein zweites Bild	=	69° 49′ ?	
$O_5 : O_5'$	=	70° 13′	„ „ „
$O_5 : O_5'''$	=	70° 34′	„ „ „
$O_5 : O_4''$	=	180° 2′	180° 0 0
$O_3' : O_3'''$	=	108° 51′	109° 28′ 16″
$O_4' : O_4'''$	=	108° 55′	„ „ „
$O_5' : O_5'''$	=	109° 18′	„ „ „

Die Flächen O'_4 und O'''_5 sind treppenartig vertieft, nichts destoweniger geben sie die hellsten und schärfsten Bilder, die überhaupt äusserst lichtschwach sind. O_1 O_2 O_5 O_4''' geben jede mehrere Bilder, die jedoch sehr nahe beisammen liegen und sich je eines durch grössere Helligkeit auszeichnen. Bei der Messung von O_5' und O_2''' gibt letztere ein noch deutlich wahrnehmbares Bild; in der Zone O_2 O_2''' kann dasselbe nicht mehr eingestellt werden, das Gleiche gilt von O_3'. O_1' O_1''' und O_2' sind durch die Art der Aufwachsung nicht zur Ausbildung gelangt, eben so alle rückwärts der Symmetrie-Ebene 110 gelegenen Flächen mit Ausnahme von Andeutungen von O_4'' und O_5'', die jedoch zu Messungen nicht geeignet sind. Da die fünf Individuen theoretisch den Raum nicht ganz erfüllen, sondern zwei Individuen klaffen müssten (7° 21′ 22″), so muss, da ein freier Zwischenraum an dem Vielling nicht vorhanden ist, eine Ueberwallung platzgegriffen haben; dieselbe ist in den oben angegebenen Messungen auch thatsächlich zwischen O_2 und O_5 erkennbar, indem hier die Klaffung nach Rechnung 7° 21′ 22″ betragen soll, während die Messung 7° 10′ 3″ (38° 56 33″—31° 46′ 30″) also nur um 11′ 19″ abweichend ergibt. Die Ausfüllung wurde also lediglich durch die zwei Individuen O_2 und O_5 besorgt.

Die Lage der Flächen O_4 O_5 entspricht der theoretischen nahezu, während bei den andern erhebliche Differenzen obwalten, namentlich zwischen O_1 O_2, O_2 O_5. Insbesondere sieht man, dass sich der Winkel O_1 O_2 dem für O_2 O_5 berechneten Werthe noch mehr nähert, als dieser Winkel selbst, so dass also die Fläche O_2 eine mittlere Lage zwischen O_1 und O_5 besitzt. Die Oktaederwinkel von 109° 28′ 16″ sind ausnahmslos zu klein gefunden worden. Auch Strüver hat durch seine sehr zahlreichen Messungen gefunden, dass die Winkel an Zwillingen weit weniger regelmässig sind, als an einfachen Individuen.

Ueber den Basalt von Naurod bei Wiesbaden und seine Einschlüsse.

Von F. Sandberger.

Das Vorkommen von Basalt an verschiedenen Orten des Taunus ist im Jahre 1820 entdeckt und zuerst von dem um die geologische Kenntniss Nassaus hochverdienten Geheimrathe C. E. Stifft[1]) beschrieben worden. Später war es mir[2]) vergönnt, seine Beobachtungen in der Gegend von Wiesbaden weiter zu verfolgen und verschiedene merkwürdige Einschlüsse von Gesteinen und Mineralien aufzufinden. In neuerer Zeit hat sich Niemand specieller mit diesem Gegenstande beschäftigt und auch Dr. C. Koch diese Gesteine in seinen Erläuterungen zu den geologischen Karten der Sectionen Platte und Wiesbaden nur flüchtig berührt. Erst im vorletzten Jahre zeigte mir Herr F. Ritter zu Frankfurt am Main, welcher den Taunus seit Jahren mit wahrem Enthusiasmus für die Wissenschaft durchforscht, eine neuerdings von ihm zusammengebrachte Suite von Einschlüssen des Basalts von Naurod, welche manches Neue enthielt und bat mich um Untersuchung derselben, welche ich gern übernahm. Seitdem hat er mit ebensoviel Eifer als Glück zu sammeln fortgefahren, und seine Ausbeute dürfte nun der Vollständigkeit nahe kommen. Ich halte es daher an der Zeit, meine Resultate zu veröffentlichen, da inzwischen nur einige, aber recht werthvolle Bemerkungen über den Gegenstand von Sommerlad[3]) in Giessen erschienen sind, denen auch ein von Herrn Ritter mitgetheiltes Verzeichniss der ihm von Naurod bekannten Mineralien beigefügt ist.

Da der Nauroder Basaltbruch jetzt in grosse Tiefe hinabgeht und meist sehr frisches Gestein gewonnen wird, so liessen sich die bei früheren Beobachtungen wegen starker Verwitterung oft zweifelhaft ge-

[1]) V. Leonhard's Taschenb. f. Min. 1823, S. 501. Geogn. Beschr. d. Herzogth. Nassau 1831, S. 374.

[2]) Uebersicht der geol. Verh. d. Herzogth. Nassau 1847, S. 12 u. a. a. O. Jahrb. d. nass. Ver. f. Naturk. VI. 1850, S. 12 f.

[3]) N. Jahrb. f. Min. II. Beilage-Band 1882, S. 175 ff.

bliebenen Einschlüsse nun grösstentheils genau bestimmen und haben die Erwartungen vollauf bestätigt, welche ich von einer wiederholten Untersuchung derselben hegte.

Ehe ich jedoch näher auf sie eingehe, möchte es wünschenswerth sein, einen Blick auf die Lagerung, petrographische Beschaffenheit und chemische Zusammensetzung des Basaltes zu werfen.

Die Basaltvorkommen beginnen NNW von Naurod mit unbedeutenden, jetzt fast verschütteten Schürfen am Kellerskopf, dann folgt südwestlich von dem Orte in der Alsbach die in zwei grossen Steinbrüchen, von denen der untere noch betrieben wird, aufgeschlossene Hauptmasse des Gesteins, welche seit 60 Jahren einen grossen Theil des für Wiesbaden und Umgebung erforderlichen Pflaster- und Strassen-Materials geliefert hat. Neuerdings wird der Basalt nur noch als Schotter benutzt, da er sich, wie auch andere dichte Varietäten desselben Gesteins, zum Pflastern nicht bewährt hat und nach kurzer Zeit eine glatte für Fuhrwerk gefährliche Oberfläche annimmt. Weiter in SW wurde bei dem Dorfe Sonnenberg eine grössere Masse durch einen Bruch aufgeschlossen, an welche sich zunächst in gleicher Richtung ein Ausgehendes in dem von dem Dorfe nach dem Bahnholzer Kopf führenden Hohlweg anschliesst. Ein 1848 von mir aufgefundenes Basaltvorkommen im Tennelbach-Thälchen unterhalb des später erbauten Rettungshauses, kaum 1 Meter mächtig und sehr stark verwittert, erwies sich als technisch unverwendbar und ist daher schon lange verschüttet und unkenntlich geworden. Ich hielt es s. Z. für das äusserste Ende des ganzen Zuges, allein 1856 benachrichtigte mich mein jetzt verstorbener Bruder G. Sandberger, dass noch weiter westlich, jenseits Wiesbaden, zwischen der Wellritz- und Kloster-Mühle, ein auf Eisenstein unternommener Schurf einen sehr schmalen und stark verwitterten Basaltgang entblösst habe. Damit würde der Zug eine Gesammtlänge von 7.5 Km. erreichen und die Stadt Wiesbaden und ihre Quellregion nicht berühren. Zwar ist mir, während ich dort wohnte, (1847—54) wiederholt versichert worden, dass Basalt auch einmal innerhalb der Stadt aufgedeckt worden sei, aber Niemand wusste den Punkt genau anzugeben und desshalb möchte ich für die Richtigkeit dieser Angabe nicht einstehen. Weit wahrscheinlicher ist es mir, dass ein 1850 von mir näher beschriebener Quarzgang, welcher in h. $10^1/_8$ bei 67^0 SW Einfallen vom Neroberge durch das Nerothal und über die Rödern streicht und 1873 in der Stadt, etwa 40 Meter nördlich von der Schützenhof-Quelle entblösst war, die Verwerfungsspalte ausfüllt, an deren Ost-Seite die Wiesbadener Thermalquellen austreten. Dies beiläufig.

Der oben erwähnte Haupt-Zug der Basalte wird nun noch in einiger Entfernung von kleinen Gängen begleitet, welche Hr. Ritter in neuester Zeit wieder nachgesehen oder neu aufgefunden hat[1]). Es gehört dahin das Vorkommen am Kitzelberg, nahe am Friedhofe des Dorfes Rambach, südlich, und in einem Eisenbahn-Einschnitte bei Auringen, östlich von Naurod, dann an der Würzburg westlich von diesem

[1]) Andere im Taunus neu aufgefundene Basalt-Vorkommen sind noch in Untersuchung begriffen und können daher hier noch nicht besprochen werden.

Orte, in der Nähe der Idsteiner Strasse. An beiden letzteren Orten handelt es sich, wie meist, nur um 1 Meter breite Gänge.

Eine directe Bestimmung des geologischen Alters dieser Basalte erwies sich als unthunlich. Wie sogleich weiter ausgeführt werden wird, durchbrechen sie die der Phyllit-Gruppe angehörigen Sericitschiefer, kommen aber an den bis jetzt aufgeschlossenen Stellen nicht mit tertiären Schichten in Berührung. Auch die wenigen Reste ungeschichteter, aus Lapilli, Asche und Brocken der durchbrochenen Gesteine bestehender Conglomerate, welche sie begleiten und öfter durch Kalkspath, selten durch infiltrirten Eisenkies verkittet erscheinen, führen keine Versteinerungen.

Die groben Geröllmassen, aus Gesteinen des Taunus zusammengesetzt, welche am Rande des Gebirges die tiefste Abtheilung der Schichtenreihe des Mainzer Beckens bilden, und die ich sehr häufig, besonders in der Kapellenstrasse in Wiesbaden aufgeschlossen sah, haben mir niemals Basaltgerölle dargeboten und auch in den jüngeren, nur selten, z. B. bei Cronberg, Gerölle führenden Kalken fand ich keine und ebensowenig eine Durchsetzung durch Basalt. Massenhaft kommen dagegen Gerölle von Basalt mit allen charakteristischen Einschlüssen des Nauroder Gesteins [1]) in dem Mosbacher Sande vor, welcher, wie ich an einem anderen Orte [2]) entwickelt habe, das alte Maindelta der mittleren Pleistocän-Zeit repräsentirt und sich durch eine äusserst bunte Auswahl von Geröllen aus Taunus, Spessart, Hannauer Oberland, Frankenwald und selbst Franken-Jura auszeichnet.

Der lehrreichste und am Besten aufgeschlossene Punkt für das Studium der Lagerungsverhältnisse ist der grosse Bruch in der Alsbach nächst der alten Kupfergrube bei Naurod, welcher von einem anderen durch eine nicht sehr breite Sericitschiefer-Masse getrennt wird. Es ist kaum zweifelhaft, dass hier das Eruptivgestein ein grosses zusammenhängendes Stück des durchbrochenen Gesteins umschliesst. Ich habe solche Fälle schon öfter beobachtet, in letzter Zeit am Schönsten an der Kuppe des Dietrichstuhls bei Hofheim in Unter-Franken, wo eine beträchtliche Schilfsandstein-Masse mitten im Basalte auftritt und ihn ebenfalls in zwei Theile theilt. In der Alsbach kommt der Basalt ächt gangförmig vor und durchsetzt die *h.* $3^2/_8$ streichenden und mit 60° in NW einfallenden Sericitschiefer unter einem Winkel von 45°. Die Mächtigkeit von Salband zu Salband beträgt hier etwa 30 Meter, der Abbau reicht bis 24 Meter hinab.

Die an den Basalt angrenzenden Schiefer gehören zu verschiedenen Varietäten des seit 30 Jahren in immer weiterer Verbreitung beobachteten Sericitschiefers und verdienen eine kurze Schilderung, da sie auch unter den Einschlüssen sehr häufig auftreten.

Zunächst findet sich hier ein typischer Sericitschiefer, in welchem Lagen von weissem sehr feinkörnigem Quarze mit sehr wenig Albit mit solchen von fast reinem Sericit von talkähnlichem Aussehen und

[1]) Sie wurden mir von Herrn Oberlehrer Henrich mitgetheilt, den ich um Nachforschung gebeten hatte.

[2]) Land- und Süsswasser-Conchylien der Vorwelt S. 762.

grünlichgrauer bis graulichweisser Färbung wechseln. In Quarzklüften dieses Gesteins wurde neben Albit von List[1]) der reine Sericit (*a*) aufgefunden, welchem die Substanz der weichen Lagen (*b*) nach der Analyse von Dr. A. Schwager[2]) zunächst steht.

	a	*b*
Kieselsäure	49,00	49,53
Titansäure	1,69	—
Thonerde	23,65	28,97
Eisenoxyd	—	7,26
Eisenoxydul	8,07	—
Kalk	0,63	0,14
Magnesia	0,93	2,46
Kali	9,11	7,43
Natron	1,75	0,12
Phosphorsäure	0,31	—
Fluorsilicium	1,69	—
Wasser	3,44	4,97
	100,27	100,88

In *b*) fand Schwager 82,12 Procent durch Schwefelsäure aufschliessbare Sericitsubstanz.

Ausser dieser reinsten Varietät des Sericitschiefers, für welche ich den Namen ohne Zusatz gebrauche, finden sich mit ihr durch Uebergänge verbunden in nächster Nähe des Basaltes noch zwei andere, Adinolschiefer und chloritischer Sericitschiefer.

Die Adinolschiefer entwickeln sich ganz allmälig aus den typischen Sericitschiefern in der Art, dass die zwischen den Sericitlagen befindlichen Quarzstreifen immer mehr feinkörnigen Albit aufnehmen und ihre weisse Farbe in Lichtgrau umändern. Man kann diesen Uebergang leicht verfolgen, indem parallel mit der Aufnahme von Albit diese Streifen vor dem Löthrohre immer deutlicher Schmelzbarkeit zu weissem blasigem Glase bei intensiv gelber Färbung der Flamme zeigen. Der Sericit erscheint schliesslich nur noch in ganz dünnen von mikroskopischen Magneteisen-Octaëdern in wechselnder, aber immer geringer Menge begleiteten Lagen zwischen dem bräunlichgrauen feinkörnigen Gemenge von Albit und Quarz. Das Ganze bildet ein geradschieferiges oder feinwellig gefälteltes Gestein. In dieser Form erscheint der Schiefer als unmittelbares Nebengestein des Basaltes und ist noch an vielen Orten des Taunus zu beobachten. Dann scheiden sich auch noch in der sehr harten und zähen, feinsplitterig brechenden Grundmasse Quarzkörner und grössere farblose Albitviellinge porphyrartig aus, was bei Naurod aber nur in untergeordneter Weise zu beobachten ist. Am Ausgezeichnetsten entwickelt sieht man diese porphyrartigen Schiefergesteine bei Ruppertshain und an den Felsen des Dachsbaues bei Vockenhausen unweit Königstein. Ich habe sie früher körnigen

[1]) Ann. Chem. Pharm. LXXXI, S. 181 ff., 251 ff.
[2]) Münchener Sitzungsberichte 1880, S. 228 ff.

Albit[1]) genannt, gebe aber gern der von Lossen vorgeschlagenen Bezeichnung Adinolschiefer den Vorzug. C. Koch nannte nach Ausweis von Originalstücken die geradschiefrigen „dichten Sericitgneiss", die porphyrartigen „Albit-Porphyroid", was mir weniger passend scheint. Leider existiren noch keine quantitativen Analysen dieser Gesteine.

Die dritte Varietät der Sericitschiefer stellt ein ziemlich hartes, homogen lauchgrün bis dunkelgrau- und schwärzlichgrün gefärbtes Gestein dar, in welchem sich indess häufig hellere, weisse bis fleischrothe Lagen ausscheiden, die nur aus Albit und Quarz bestehen und ihm ebenfalls ein streifiges Ansehen verleihen. Aus den grünen Lagen lässt sich Magneteisen ausziehen, von Schwefelsäure werden sie stark angegriffen und entfärbt. Man bemerkt dann ebenso deutlich, wie in den Schliffen des frischen Gesteins kleine Nadeln und Büschel von grünlichgrauer Hornblende (Strahlstein) zwischen den Resten von Sericit- und Chlorit-Substanz und den von der Säure nicht angegriffenen Partikeln von Quarz und Albit. List hat dieses Gestein analysirt und gefunden:

Kieselsäure	59,926
Titansäure	0,435
Thonerde	15,010
Eisenoxyd	1,847
Eisenoxydul	5,616
Kalk	1,436
Magnesia	4,559
Kali	2,444
Natron	6,086
Wasser und Fluorkiesel	2,428
Kupferoxyd	0,047
	99,834

Der Sauerstoff-Quotient ist 0,5074.[2])

List berechnet in voller Uebereinstimmung mit dem mikroskopischen Befunde das Gestein als bestehend aus:

Albit	53,152
Sericit	15,738
Hornblende	8,857
Chlorit	13,560
Magneteisen	2,414
Quarz	5,674
	99,395

Ich habe keinen Grund, meinen früheren Namen „chloritische Sericitschiefer" gegen den von C. Koch vorgeschlagenen „Hornblende-Sericitschiefer" umzutauschen, da die grüne Färbung stets von dem in

[1]) Jahrb. d. nass. Ver. f. Naturk. VI. 1850, S. 5.

[2]) Bei den hier nicht in Betracht kommenden gefleckten Sericitschiefern von der Leichtweishöhle bei Wiesbaden beträgt er nur 0,2822, bei den Adinolschiefern zweifellos noch viel weniger.

überwiegender Menge vorhandenen Chlorit, nicht aber von den nur schwach gefärbten Hornblende-Nadeln bedingt wird.

In diesem Gesteine setzen nahe am Basaltbruche kleine Nester von Buntkupfererz und wenig Kupferkies auf, welche man in früherer Zeit mit einem längst zu Bruch gegangenen Schacht und Stollen abzubauen versucht hat. Ausser den Erzen waren auch noch Malachit und Kieselkupfer als Zersetzunsproducte in dünnen Krusten und Anflügen zu beobachten. Das Vorkommen von Kupfererzen wiederholt sich in diesem Gesteine von Wiesbaden bis Königstein und Ruppertshain, wie ich bereits 1850 hervorhob[1]), aber nie in bauwürdiger Menge. Alle diese Sericitgesteine werden von weissen Quarz-, seltener Albit-Trümern, oft in vielfacher Verästelung durchzogen, in welchen Sericit in Schüppchen, dann dunkelgrüner Chlorit[2]) oder Eisenglanz eingewachsen erscheinen.

Der Basalt erscheint in der Regel dicht, von bläulichschwarzer Farbe, selten nähert er sich der feinkörnigen Structur, poröse Abänderungen finden sich nicht vor und sind, wenn sie je, etwa am Ausgehenden, vorhanden waren, jedenfalls längst durch Erosion zerstört, welche, wie früher schon gezeigt wurde, in der Pleistocän-Zeit hier sehr stark thätig war und grosse Massen des Basaltes fortgeführt haben muss. Die Härte des Gesteins ist = 6, das specifische Gewicht von möglichst von mit der Lupe sichtbaren Einschlüssen freien Stückchen 2,923. Vor dem Löthrohre schmelzen solche nicht schwer zu schwarzbraunem Email, in der Glühröhre geben auch die scheinbar frischesten eine kleine Quantität von neutral reagirendem Wasser aus. Wie die meisten Eruptivgesteine, welche in schmalen Gangspalten aufgestiegen und darum rasch erkaltet sind[3]), enthält auch der Basalt von Naurod Einschlüsse in überaus grosser Menge und von allen Dimensionen, 1,5 Meter Breite bis zu mikroskopischen Splittern. Es erscheint geradezu unmöglich, irgend ein Stückchen auszuschlagen, welches sich von solchen auch unter dem Mikroskope oder nach dem Beitzen mit Salzsäure ganz frei erweist. Von grösseren Einschlüssen fallen vor Allem Sericitschiefer und Olivinfels in's Auge und sind die weitaus häufigsten, daneben kommen aber auch noch viele andere vor, welche später weiter erörtert werden sollen.

Die mikroskopische Untersuchung des gewöhnlichen Gesteins ergab in annähernder Uebereinstimmung mit den von Zirkel[4]) und Sommerlad[5]) erhaltenen Resultaten Folgendes: In einer deutlichen Glasmasse liegen viele Magneteisenkörnchen und Krystalle, dann farblose Chrysolithe ($\infty P. 2\breve{P}\infty. 0P$) zuweilen mit schwarzen geraden oder gekrümmten Trichiten oder Körnchen, bräunliche Augite ($P. \infty P\infty. \infty P. \infty P\infty$), recht oft mit grünem Kern, seltener mit Einschlüssen der Grundmasse oder von Magneteisenkörnchen. Ausserdem weist aber jeder Schliff

---

[1]) Jahrb. d. nass. Ver. f. Naturkunde VI., S. 8 f.

[2]) V. d. Marck hat nach C. Koch's Angabe eine Analyse des kleinschuppigen Minerals von Falkenstein veröffentlicht, welche eher eine dem Chloritoid ähnliche Zusammensetzung ergibt; es wäre sehr wünschenswerth, dass noch mehrere angestellt würden; meine Versuche sprechen für ächten Chlorit.

[3]) Münchener Sitzungsberichte 1872, S. 172 ff.

[4]) Basaltgesteine 1870, S. 180 ff.

[5]) N. Jahrb. f. Min. II. Ergänzungsband 1882, S. 182 ff.

noch rothbraune Glimmerblättchen auf, welche ebenfalls scharf umgrenzte Formen zeigen und auch Apatitnädelchen sind nicht sehr selten, deutliche Leistchen von triklinem, sehr schön streifige Polarisationsfarben zeigendem Feldspathe wurde nur ganz vereinzelt beobachtet und können nicht zu den wesentlichen Bestandtheilen gerechnet werden.

Da nun auch weder Nephelin noch Leucit zu entdecken war, so muss der dichte Basalt von Naurod zu Boricky's „Magmabasalten" gestellt werden, in welchen ein als wesentlich für seine Zusammensetzung zu betrachtender feldspathiger oder ähnlich zusammengesetzter Gemengtheil nicht vorkommt. Allein dieser Name bezeichnet offenbar nur einen Zustand des Basaltes, nämlich einen solchen, in welchem sich ein feldspathiger Gemengtheil aus der Glasmasse noch nicht ausgeschieden hat. Es finden sich mehrfach zu Naurod, wie schon oben erwähnt, mitten im dichten Basalte feinkörnige Ausscheidungen, die schon mit freiem Auge grössere Augite, gelappte Glimmerblättchen und im günstigsten Falle auch sehr zahlreiche weisse Punkte entdecken lassen. Diese erweisen sich unter dem Mikroskop als Nephelin, zuweilen mit deutlich sechsseitiger Umgrenzung und farblos, meist aber schon milchig getrübt und mit Zersetzungsproducten angefüllt, welche zum Theile strahlige Structur zeigen, also höchst wahrscheinlich Natrolith sind. Gleichzeitig erscheint das Glas in der Grundmasse erheblich vermindert und die übrigen Bestandtheile weit grösser und schärfer ausgebildet, als in den Schliffen der gewöhnlichen dichten Varietät. Der Nauroder Basalt ist also eigentlich ein Nephelinbasalt in besonderer Ausbildung. Salzsäure zersetzt das Gestein unter starker Gallertbildung und hinterlässt Kieselsäure und mikroskopische Augite. Neben den bisher beschriebenen, aus der Grundmasse ausgeschiedenen Mineralien wimmelt nun jeder Schliff des dichten Basalts von Fetzen von Gesteinen und Mineralien, die man aber grösstentheils noch deutlicher in mehrere Tage lang mit Salzsäure gebeizten Splittern beobachten kann, da durch die Säure nur Titaneisen, Olivin und Apatit völlig entfernt werden. Der Glimmer hinterlässt weisse silberglänzende Schüppchen, die Olivinfetzen sind leicht an ihrer körnigen Structur und den unangegriffenen Einmengungen von Bronzit, Chromdiopsid und Picotit zu erkennen.

Die Einschlüsse gruppiren sich, der Häufigkeit nach geordnet wie folgt: Sericitschiefer, Quarz, Bronzit, Chromdiopsid, muscheliger Augit, basaltische Hornblende, körniger Orthoklas, Oligoklas, Titanit, Picotit, gemeine Hornblende, Granat, Sillimanit, Hyacinth. Auffallende Veränderungen zeigt unter diesen Einschlüssen in der Regel Quarz und Sericitschiefer, seltener auch Orthoklas und Bronzit. Die Quarzbröckchen erscheinen regelmässig von einem grünlichen Saume umgeben, welcher von Salzsäure nicht angegriffen wird und sich unter dem Mikroskop als aus zahllosen, sehr scharf ausgebildeten Augiten bestehend erweist.[1]) Je kleiner die Einschlüsse, desto breiter der Saum, von welchem aus die Augite auch in's Innere des Quarzes vordringen, ja es gibt ganz

[1]) Zirkel (Basaltgesteine S. 181) war über die Interpretation dieses Saumes noch im Zweifel, Sommerlad hat ihn richtig als Augit bezeichnet. (N. Jahrb. f. Min. 1882, II. Beilageband S. 181), er findet sich fast in allen Basalten des Taunus z. B. zu Rambach, Rauenthal, Stephanshausen u. s. w., im Westerwalde, z. B. Rabenscheid bei Herborn, Lehmann kennt ihn auch aus dem Siebengebirge.

kleine Augitanhäufungen von radialer Structur, in welchen kein Rest des ursprünglichen Quarzkernes mehr zu entdecken ist. Diese Erscheinung erinnert sofort an das Vorkommen des sogenannten Porricin's in den Laven des Niederrheins, welches in neuerer Zeit am Genauesten von Lehmann[1]) beschrieben worden ist, allein in den Basalten des Taunus habe ich niemals die Raumverminderung beobachtet, welche die Quarzeinschlüsse in den Laven des Niederrheins bei ihrer völligen oder theilweisen Umwandlung begleitet, der Augitsaum der Quarzeinschlüsse in den Basalten des Taunus ist sowohl mit diesen als dem umhüllenden Gesteine fest verwachsen. Ebenso erscheinen die Quarze niemals im Innern aufgebläht und drusig, und ausser Augit findet sich keine Neubildung, während in den erwähnten Laven auch Tridymit und trikliner Feldspath auftreten, die ich auch in einem prachtvollen Einschlusse des Feldspath-Basaltes von Schwarzenfels in durchaus analoger Weise wiederfand. Die dunkelgrünen Augite erreichen dort in den Drusen des aufgeblähten Quarzeinschlusses über 1 Millimeter Länge. Dieselben Augitsäume zeigen auch zuweilen kleine Orthoklasbröckchen und solche von Adinolschiefer, also nur aus Kieselsäure selbst oder sehr sauren Silicaten bestehende Massen. Einmal wurde auch ein von zwei Seiten stark angegriffener, wie angenagter Bronziteinschluss unter dem Mikroskop beobachtet, in der Regel zeigten solche keine Veränderung. Die weitere Erörterung der Umwandlungen, welche die Einschlüsse durch den Basalt erfahren haben, bleibt der speciellen Schilderung derselben vorbehalten, hier wurden nur die erwähnt, welche sich an kleinen und kleinsten Splittern bemerken lassen.

Was nun das chemische Verhalten des dichten Nauroder Basalts betrifft, so ist vor Allem zu erwähnen, dass sich bei vorsichtigem Behandeln des von Einschlüssen möglichst befreiten und fein gepulverten Gesteins stets Gelatiniren zeigt, aber erst bei fortgesetztem Kochen mit Salzsäure ein beträchtlicher Theil desselben zersetzt wird. Da nur die quantitative Analyse weitere Aufschlüsse bringen konnte, so war ich sehr erfreut, dass Herr Geh. Hofrath R. Fresenius dieselbe zu übernehmen die Güte hatte. Sie wurde in seinen Laboratorium von Herrn Dr. Puller ausgeführt:

1. In Salzsäure lösliche, beziehungsweise zersetzbare Bestandtheile:

		O	Verhältniss
Kieselsäure	18,67	9,96	
Thonerde	11,89	5,56	6,26
Eisenoxyd	2,33	0,70	
Eisenoxydul	5,61	1,24	
Manganoxydul	0,08	0,02	3,29
Kalk	2,65	0,76	
Magnesia	3,18	1,27	
Kali	0,65	0,11	0,60
Natron	1,89	0,49	
Lithion	Spur		
	46,95		

[1]) Untersuchungen über die Einwirkung eines feurig-flüssigen basaltischen Magmas auf Gesteins- und Mineral-Einschlüsse. Bonn 1874, S. 31.

2. In Salzsäure nicht lösliche, beziehungsweise nicht zersetzbare Bestandtheile:

		O	Verhältniss
Kieselsäure	26,57	14,17	
Thonerde	7,33	3,43	4,29
Eisenoxyd	2,88	0,86	
Kalk	6,53	1,86	3,27
Magnesia	3,53	1,41	
Kali	0,66	0,11	0,49
Natron	1,48	0,38	
	48,98		
3. Wasser	3,78		
Summe	99,71		

Das Gestein als Ganzes enthält demnach:

		O	Verhältniss
Kieselsäure	45,24	24,13	
Thonerde	19,22	8,99	10,55
Eisenoxyd	5,21	1,56	
Eisenoxydul	5,61	1,24	6,56
Manganoxydul	0,08	0,02	
Kalk	9,18	2,62	
Magnesia	6,71	2,68	
Kali	1,31	0,22	4,45
Natron	3,37	0,87	
Lithion	Spur	—	
Wasser	3,78	3,36	
	99,71		

Leider wurden Titansäure und Phosphorsäure nicht bestimmt. Der Sauerstoffquotient beträgt 0,8934 und das Gestein ist demnach sehr basisch, aber von dem von Rosenbusch untersuchten Limburgit, wie von dem äusserlich sehr ähnlichen Basalte von Kircheip im Siebengebirge durchaus verschieden. Ich habe hiernach keinen Grund, es als einen tertiären Pikritporphyr anzusehen, was ohnehin durch die Ausscheidung von Nephelin in den feinkörnigen Varietäten ausgeschlossen sein würde. Wenn der Basalt von Naurod auch den Pikriten mit dem mittleren Sauerstoffquotienten 0,92 in Bezug auf seinen basischen Charakter recht nahe kommt, so wird doch dieser keineswegs durch hohen Magnesiagehalt bedingt, wie bei den erwähnten Gesteinen und den Limburgiten.

Sehr begreiflich erscheint nun, wie ein so basisches Gestein bei nicht allzu hoher Temperatur, über welche später noch Erörterungen folgen sollen, Kieselsäure und saure Silicate aufzunehmen und zu Neubildungen zu verwenden im Stande war, wo sie ihm in stark zerkleinertem Zustande dargeboten wurden, während die Trümmer des

meist noch basischeren Olivinfelses [1]) unverändert blieben und höchstens das sauerste der Mineralien, welche ihn bilden, der Bronzit, in kleinsten Splittern angegriffen wurde. Es bestätigt sich also hier eine vor Jahren [2]) von mir ausgesprochene Ansicht über die Ursache der Erhaltung der Olivinfelsbrocken in Basalten und ihres Fehlens in saueren Eruptivgesteinen.

Näheres über die Einschlüsse.

Zu den häufigsten Erscheinungen im Basalte von Naurod gehören Sericitschiefer in ihren verschiedenen Modificationen und in sehr verschiedenen Grössen. Fast kein Splitter ist, wie erwähnt, frei von solchen Einschlüssen, aber auch faust- und kopfgrosse Brocken sind in Gestein nicht selten, wenn auch solche von 1,5 Meter Breite, wie sie Herr Oberlehrer Henrich im letzten Sommer beobachtete, zu den Seltenheiten zählen.

Die mir bekannt gewordenen gehören meist der gewöhnlichen Varietät, aber theilweise auch den Adinolschiefern und den chloritischen Sericitschiefern an. Der gewöhnliche Sericitschiefer zeigt, unmittelbar neben dem Basalte anstehend, zwar eine etwas lichtere Farbe, aber im Schliff keine Spur von Veränderung, namentlich keine theilweise Verglasung. Im Basalte eingeschlossen lässt er zwar noch sehr deutlich seine Schieferung bemerken, ist aber in eine beträchtlich härtere mattschwarze, schon für sich schwach magnetische Substanz umgewandelt. Die Quarzadern oder Albitadern, welche ihn jeweils fingerbreit durchsetzen, sind nicht mehr graulichweiss, sondern milchweiss, ohne jedoch weitere Spuren von Umwandlung zu zeigen. Vor dem Löthrohre entfärben sich Proben der Schieferbruchstücke und schmelzen unter Aufblähen und Gelbfärbung der Flamme zu grünlichgrauem Glase, mit welchem weisses blasiges in Streifen wechselt. Unter dem Mikroskope erscheint die Structur der Schiefer in der Regel in der Art verändert, dass in den hellen Lagen viel eckigkörniger Quarz auftritt, wobei die sehr kleinen Zwischenräume der Körner von farblosem Glase ausgefüllt werden, während die dunklen in dunkelgraues, stellenweise ganz von Magneteisen in länglichen Haufen von Körnern erfülltes Glas übergegangen sind. Im polarisirten Lichte bieten namentlich die bei gekreuzten Nicols in völlig dunklem Glase mosaikartig eingebettet erscheinenden Quarze einen sehr hübschen Anblick dar.

Salzsäure entfärbt Splitter der Einschlüsse nach längerem Kochen und lässt dann hellgraue deutlich ausgeätzte Streifen neben hellen, ganz angegriffenen zurück. Es ist nur das Magneteisen gelöst worden, welches in dem dunkleren Glase vertheilt war, denn die Lösung enthält nur Oxyde des Eisens. Magneteisen kommt in solcher Menge und auffallender Form in den anstehenden Sericitschiefern des Taunus nicht vor, sondern findet sich nur in weit geringerer Quantität, hier

---

[1]) Olivinfels aus Norwegen hat nach Roth's Berechnung den Sauerstoffquotienten 1,072, aus Neuseeland 0,968, vom Dreiser Weiher 0,889.

[2]) N. Jahrb. f. Min. 1867, S. 172.

und da Schnürchen bildend, welche in der Richtung der Schieferung verlaufen und mit den Sericitlagen auf das Innigste verbunden sind, zum Beispiel im Nerothale bei Wiesbaden. Es erscheint stets in Häufchen sehr scharf ausgebildeter kleiner Octaëder. Von gleicher Beschaffenheit sind auch die weit stärkeren Schnürchen, welche im chloritischen Sericitschiefer bei Argenschwang im Hunsrück auftreten und zwar so reichlich, dass sich zuletzt abbauwürdige Magneteisenlager [1]) in dem Schiefer entwickeln, was im Taunus niemals vorkommt.

Hiernach ist das dunklere Glas und Magneteisen in den im Basalte eingeschlossenen Schiefern zum grössten Theile eine Neubildung auf Kosten des chloritischen Silicats und des Sericits, während das lichte wohl aus Albit hervorgegangen sein wird.

Die Adinolschiefer sind bald nur wenig verändert und erscheinen dann als lichtgraue äusserst feinkörnige Massen mit feinsplitterigem Bruch, bald mehr oder minder stark gefrittet und von firnissglänzendem Aussehen. Im letzteren Falle ist ihre feinkörnige Grundmasse in braunes Glas mit reichlich eingemengtem Magneteisen übergegangen, die grösseren porphyrartig eingewachsenen Quarze und Albite erscheinen zwar zuweilen gespalten und von eingedrungenem Glase durchsetzt, sonst aber unverändert, der Albit zeigt seine charakteristischen Farbenstreifen im polarisirten Lichte noch ebenso deutlich als der Quarz das einfärbige Lichtblau. In einem ursprünglich etwa faustgrossen, wenig veränderten Bruchstücke dieses Adinolschiefers mit hohem Quarzgehalte fand Herr Ritter Kupferkies in erbsengrossen Partikeln eingesprengt, ein Vorkommen, welches bisher anstehend im Taunus nicht beobachtet ist, da aber Kupfererze, wie schon oben bemerkt, in anderen Varietäten der Sericitschiefer eine beträchtliche Verbreitung besitzen und, wie bald gezeigt werden wird, auch in Bruchstücken von diesen im Basalt gefunden worden sind, so kann der Kupferkies in den Adinolschiefern auch nicht besonders auffallen.

Am stärksten gefrittet erscheinen Bruchstücke der gestreiften Sericitschiefer. Der starke Fettglanz und die hohe Härte deuten schon auf bedeutende Veränderungen, welche das Mikroskop bestätigt. Das Gestein besteht aus unregelmässig gegen einander abgegrenzten Lagen von schwärzlichgrüner und gelblichgrauer Farbe. Erstere erscheinen im Schliff aus schmutziggrünem, stellenweise von Magneteisenschweifen ganz geschwärztem, letztere aus farblosem Glase bestehend, in welchem auch gerade wie in den umgewandelten gewöhnlichen Sericitschiefern die feinen Quarzkörner mosaikartig eingebettet sind.[2]) Die Entstehung des verschiedenfarbigen Glases und Magneteisens kann man sich nur in gleicher Weise vorstellen, wie bei den anderen Schiefereinschlüssen.

Sehr selten scheinen Brocken der chloritischen Schiefer zu sein, ich beobachtete nur einmal einen sehr grossen, dessen Structur noch

---

[1]) Lossen. Deutsche geol. Gesellsch. XIX, S. 612 ff.

[2]) Analoge Erscheinungen beschreibt Lehmann a. a. O. S. 28. Das magneteisenhaltige Glas entsteht regelmässig aus dem Glimmer von Gneiss- und Granit-Einschlüssen in Basalten, ich kenne es von vielen Orten, z. B. Strieth bei Aschaffenburg, Sparhof und Schwarzenfels, Säure und Magnetstab lassen es leicht erkennen.

vollkommen erhalten war, die Hornblende-Büschel waren noch gut kenntlich, desgleichen Quarz und zum Theile selbst Albit, während Sericit und Chlorit eine untrennbare halbverglaste Masse bilden. Das untersuchte Handstück rührte vermuthlich aus dem nicht sehr stark veränderten mittleren Theile eines weit grösseren Brockens her.

Es wurde schon oben erwähnt, dass aus Adern im Sericitschiefer herrührende Quarzbrocken von sehr verschiedenen Dimensionen im Basalt eingeschlossen gefunden werden und dass dieselben, wenn ihre Dimensionen nicht über Hühnerei-Grösse hinausgehen, regelmässig von einer schmalen Zone von lichtgrünem Augit umgeben sind, der sich auch in einzelnen Nadeln oder Büscheln im Innern der Quarze zeigt, offenbar da, wo durch Sprünge verglaste Grundmasse eingedrungen ist und sich mit dem Quarze zu Augit umgesetzt hat. Verhältnissmässig recht selten sieht man noch unverändertes magneteisenhaltiges Glas in die Klüfte zersprungener Quarze eingepresst und hier erhalten, ohne zur Neubildung von Augit verwendet worden zu sein. Nur einmal wurde der folgende, wie mir scheint, interessanteste Fall von Quarzeinschlüssen beobachtet. Ein taubeneigrosses Quarzstück enthält im Innern zweierlei sogleich scharf hervortretende, wenn auch nur in sehr geringen Dimensionen vorhandene Substanzen, nämlich lichtgelblichgraue Blättchen, welche ich von Sericit nicht unterscheiden kann, und zwischen diesen lichtbleigraue von sehr starkem Metallglanze und hexaëdrischer Spaltbarkeit, also Bleiglanz.[1]) Dieser ist zwar in Quarztrümern des Sericitschiefers noch nicht beobachtet worden, wohl aber fand ich ihn 1849[2]) in dem Lager von körnigem Baryt, welches in geringer Entfernung nordöstlich von dem Basalte im Sericitschiefer auftritt und zwar da, wo der Baryt bereits zum Theil durch Quarz verdrängt erschien. Von einem anderen Bleiglanz führenden Einschlusse wird später die Rede sein.

Häufiger als Bleiglanz sind Buntkupfererz und Kupferkies, der schon oben aus einem Adinolschiefer-Einschlusse erwähnt wurde. Sie treten meist zusammen, aber nur selten in isolirten Bröckchen, sondern in der Regel in Schiefereinschlüssen in der Weise auf, wie es oben für das Vorkommen im unveränderten Schiefer aus der unmittelbaren Nähe des Basaltes geschildert wurde. Ich habe diese merkwürdigen Einschlüsse bereits 1847 beschrieben,[3]) später fand v. Dechen[4]) ähnliche in den Schlacken-Agglomeraten des Leilenkopfs und der Lava des Ettringer Bellenberges und Strüver[5]) Kupferkies in der Lava des Capo di Bove. Die auf den Schiefereinschlüssen zu Naurod zuweilen beobachteten Ueberzüge und Ausblühungen von Malachit und spärlich auch von Kieselkupfer möchte ich der allmäligen Verwitterung der in jenen Schiefern fein eingesprengten kupferhaltigen Kiese zuschreiben,

---

[1]) Ein recht interessantes Analogon bietet der von v. Dechen entdeckte Quarz-Einschluss mit Zinkblende im Basalte der Gierswiese. Geogn. Führer in das Siebengebirge S. 156.

[2]) Jahrb. d. nass. Ver. f. Naturkunde VI., S. 8.

[3]) Uebersicht der geologischen Verh. d. Herzogth. Nassau, S. 83.

[4]) Geogn. Führer zum Laacher See 1864, S. 290 u. 357.

[5]) Groth's Zeitschr. f. Krystallogr. u. Min. I, S. 229.

ihre Bildung wird daher überall weiter fortgehen, wo solche Schiefer den Atmosphärilien preisgegeben sind. Soviel von den Sericitschiefer-Einschlüssen und den an diese gebundenen Mineralien.

Eine zweite Abtheilung umfasst die Einschlüsse, welche sich nicht auf die den Basalt umgebenden Gesteine beziehen lassen, sondern aus einer bedeutend tieferen Region, nämlich dem Grundgebirge herrühren. Die dazu zu zählenden Felsarten sind vor Allem Gneiss in verschiedenen Modificationen, Glimmer-Diorit, Gabbro, körniger Olivinfels und körniger Kalk.

Am zweckmässigsten dürfte mit den aus Gneiss bestehenden Einschlüssen begonnen werden. An die Spitze dieser Gruppe stelle ich einen öfter für Granit gehaltenen mittelkörnigen Gneiss, dessen schwarze Glimmerblättchen [1]) deutlich parallel gelagert sind, aber keine zusammenhängenden Zonen bilden, mit weissem, grösstentheils ungestreiftem Feldspathe und wenig Quarz. [2]) Selten bemerkt man auch eingesprengte Körnchen von Magnetkies. An einigen Stücken wechseln mit glimmerreichen Zonen solche ab, welche überwiegend aus fast rein weissem körnigem Feldspath bestehen, von welchem auch nur ein kleiner Theil gestreift und nach seinem Verhalten gegen Löthrohr und Säure zu schliessen, Oligoklas ist. In diesen Zonen finden sich nur ganz vereinzelt Glimmerblättchen, häufiger aber Octaëder [3]) eines chromfreien Magneteisens und blutrothe, stark durchscheinende Trapezoëder von Almandin [4]) bis zu Erbsengrösse. Die zahlreichen kleineren und grösseren Splitter, welche von diesen Zonen abgerissen im Basalt zerstreut liegen, gestatten, beide Feldspathe rein auszuscheiden und näher zu untersuchen. Der eine zeigte rein rechtwinkelige Spaltbarkeit, schmolz vor dem Löthrohr nicht sehr leicht zu weissem blasigen Glase, wobei die Flamme neben Natron eine sehr intensive Kalireaction zeigte. Das specifische Gewicht ergab sich zu 2,55. Der Orthoklas würde hiernach zunächst mit der von Breithaupt [5]) Muldan benannten Varietät übereinstimmen, die überdies ähnliche Ausscheidungen im Gneisse von Mulda und Grosswaltersdorf im Erzgebirge bildet. Bröckchen dieses Feldspathes sind gewöhnlich für Sanidin gehalten worden, welcher sich indess durch seine charakteristische rissige Structur leicht unterscheidet und zu Naurod, soweit meine Erfahrungen reichen, nicht vorkommt. Der Oligoklas schmilzt vor dem Löthrohr unter deutlicher Kalk- und Natron-Reaction ebenfalls zu blasigem Glase, von Salzsäure wird er nach mehrtägigem Kochen nur sehr wenig angegriffen und die Lösung gibt daher nur einen ganz geringen Kalkniederschlag.

---

[1]) Schmilzt vor dem Löthrohr leicht zu schwarzem nicht magnetischem Glase, ist also wahrscheinlich ein Eisenkaliglimmer mit niederem Magnesiagehalte.

[2]) Das Gestein zeigt in seiner Structur viel Aehnlichkeit mit Gümbel's „Schuppengneiss". Geogn. Beschr. d. ostbayer. Grenzgeb., S. 223 ff.

[3]) Oscillatorische Combination mit ∞O sehr gewöhnlich.

[4]) 1851 beobachtete ich dieses Mineral zum ersten Male in Einschlüssen zu Naurod. (Jahrb. d. nass. Ver. f. Naturk. VII. 2, S. 264), aber weitaus nicht in so schönen Stücken, wie sie Herr Ritter jetzt gefunden hat.

[5]) Mineralogische Studien 1866, S. 62 f.

Die grünliche Färbung, welche diese Feldspathe zuweilen annehmen und welche mit starker Verminderung der Härte und Durchsichtigkeit verbunden ist, rührt von einer allmähligen Umwandlung in einen Pinitoid-Körper her, der in den am weitesten umgewandelten Stückchen dem in vielen Gneissen des Schwarzwaldes constatirten Hygrophilit[1]) im höchsten Grade ähnlich wird. Wie dieser bläht sich die wasserreiche Substanz vor dem Löthrohr stark auf und schmilzt dann zu blasigem Glase; in der Lösung ist Magnesia und wenig Eisenoxydul neben Thonerde und Alkalien sehr gut nachzuweisen.

In der Regel sind die feldspathigen Zonen klein- und mittelkörnig, aber wie in anstehenden Gneissen so häufig auch solche von gröberem Korn mit jenen wechselnd beobachtet werden, so gibt es auch unter den Einschlüssen faustgrosse Stücke, in welchen Orthoklas[2]) und seltener auch Oligoklas ziemlich grobkörnig werden, so dass sich Oligoklas-Parthien von Haselnussgrösse ausscheiden. Da auch diese Massen in der Regel noch vereinzelte Glimmerblättchen, Quarz und Magneteisen enthalten, so möchte ich sie ebenfalls als zu der ersten Gneissvarietät gehörig ansehen. In einem der von Herrn Ritter gesammelten Stücke fanden sich auch ziemlich grosse Würfel von Eisenkies einzeln oder in Gruppen eingewachsen.

Die zweite und häufigere Gneissvarietät ist von der ersten sowohl durch ihre Structur, als durch einige nur in ihr vorkommende Mineralien sehr scharf unterschieden. Auch sie wird von Zonen gebildet, welche eine verschiedene Zusammensetzung besitzen und bald dem schiefrigen, bald dem körnigstreifigen Gneisse im Habitus näher stehen. Die dunklen, meist recht schmalen Zonen bestehen aus tiefbraunem Glimmer, dessen Blättchen wie in einander verfilzt erscheinen, ganz so, wie man es in den Cordierit-Gneissen des bayerischen Waldes zu treffen gewohnt ist, und auch im Querbruch durchaus homogen aussehen, die helleren, breiteren, überwiegend aus Sillimanit mit Feldspath und wenig Quarz. Almandin in Körnern oder sehr selten auch Krystallen ($\omega O2 O2$) ist in beiden Lagen in Menge eingewachsen. In einer zweiten Varietät gesellt sich zu diesen Mineralien noch Graphit[3]), in bleigrauen Blättchen unregelmässig vertheilt, hinzu. Unter dem Mikroskope erkennt man ausserdem noch braunrothe durchsichtige Körner von sehr starker Lichtbrechung und ohne Spur von Spaltbarkeit, welche Hyacinth zu sein scheinen und die in den Gneissen so gewöhnlichen bauchigen Mikrolithe von Apatit, deren Gegenwart auch die Phosphorsäure-Reaction in dem salpetersauren Auszuge des Gesteines mit vollster Sicherheit bestätigt. Andere zu der zweiten Gneiss-Varietät gehörige Einschlüsse enthalten überwiegend Sillimanit, Feldspath und Quarz, mit wenig Granat und nur Spuren von Glimmer, dafür sind

---

[1]) Untersuchungen über Erzgänge I, S. 58.

[2]) Ein grösseres Bruchstück von völlig farblosem durchsichtigem Orthoklas, dem vom Gänsehals bei Bell zum Verwechseln ähnlich und auf mehreren Rissen mit brauner Glasmasse injicirt, möchte ich nicht als aus Gneiss abstammend ansehen. Vielleicht findet man später solchen Orthoklas einmal mit anderen charakteristischen Mineralien verwachsen.

[3]) Wurde isolirt und genau bestimmt.

aber Magneteisen-Octaëder von gleicher Beschaffenheit in ähnlicher Art eingestreut, wie in den feldspathigen Zonen der ersten Varietät. Zu diesen gesellt sich dann in einzelnen Stücken noch Magnetkies, theils in Körnern durch die Masse zerstreut, theils zwischen den Sillimanit-Blättchen und Nadeln angehäuft und diese umkleidend.

Den Sillimanit fand ich im Winter 1880 unter den von Herrn Ritter mitgenommenen Stücken auf, er ist bisher nicht aus vulcanischen Gesteinen erwähnt worden und daher einiges Nähere über ihn am Platze. Das Mineral ist stets farblos und erscheint entweder in langen Prismen mit undeutlicher Endigung einzeln im Glimmer eingewachsen oder in kleinstängeligen bis feinstrahligen Aggregaten, welche sich von jenen des sogenannten Fibroliths nicht unterscheiden lassen, in den feldspathigen Zonen.

Die grösseren Lamellen zeigen stets eine ausgezeichnete Spaltungsfläche, welche sich durch starken, fast dem Diamantglanze ähnlichen Glasglanz sofort bemerklich macht. Mehrmals konnte ich Fragmente von Krystallen freilegen, an welchen ein vorherrschendes Prisma (∞P) in meist oscillatorischer Combination mit einem zweiten ($\infty P^3/_2$) sehr deutlich zu erkennen war. Die Kante des ersteren liess sich gut messen und ergab nahezu 111°, sie erschien durch eine schmale Fläche ($\infty \bar{P} \infty$) abgestumpft, welcher die Spaltbarkeit parallel geht. Descloizeaux[1]) gibt für ∞P 111° an und hat auch die Spaltbarkeit übereinstimmend gefunden. Vor dem Löthrohre erscheint das Mineral auch in den dünnsten Splittern unschmelzbar und färbt sich mit Kobaltlösung schmutzig blau. Säuren, mit Ausnahme der Flusssäure, bleiben ohne Wirkung, diese lässt nach dem Erhitzen einen nur aus Thonerde bestehenden Rückstand.

Ich möchte kaum daran zweifeln, dass der von G. vom Rath[2]) untersuchte „Glanzspath", welcher ohne anhängendes Primitivgestein als Einschluss in den Basalten vom Leiberg, Petersberg, Unkel u. a. O. im Siebengebirge vorkommt, gleichfalls Sillimanit ist. Vom Rath fand bei ihm die Kante der Säule = 68° 50′ und die Combinationskante mit $\infty \bar{P} \infty$ = 134° 7′, dieselbe ist daher $\infty \breve{P}^2/_3$ des Sillimanits, welche hier vorherrscht, in Naurod aber untergeordnet auftritt. Die quantitative Analyse ergab die Zusammensetzung des Sillimanits.

Was das Auftreten des Minerals in den Einschlüssen des Gneisses bei Naurod betrifft, so ist es dem des Fibroliths sowohl in den glimmerigen als feldspathigen Zonen des Gneisses an vielen Orten des bayerischen Waldes und nordöstlichen Schwarzwaldes, z. B. Döttelbach, Griesbach und Oberwolfach durchaus analog. Mehrfach kommt dort mit Fibrolith auch Graphit und Granat zugleich vor[3]), aber nie in solcher Menge, wie in den Einschlüssen. Im Spessart ist diess nicht der Fall, der Fibrolith findet sich dort nur in grösseren Quarzausscheidungen des Staurolith-Gneisses.

---

[1]) Manuel de Minéralogie I, pag. 178.
[2]) Poggendorf's Annalen CXLVII, S. 272 ff.
[3]) Geol. Beschr. d. Renchbäder 1863, S. 23.

Sehr auffallend erscheint die Thatsache, dass die Glimmerzonen der bisher besprochenen Gneiss-Einschlüsse oft fast intact geblieben sind, während sie sonst in Basalten verglast getroffen werden.

Schon mehrmals wurde Magnetkies[1]) als in den Gneissen eingesprengt, erwähnt, er kommt aber nicht nur in dieser Form vor, sondern bildet auch selbstständig Einschlüsse. Schon 1846 waren mir solche zu Naurod begegnet[2]), allein nur Stücke, welche ausschliesslich aus diesem Kiese bestanden, und ich ahnte daher ihre Beziehungen zu den Gneiss-Einschlüssen nicht. In neuerer Zeit sind nun zahlreichere Exemplare gefunden worden, deren Untersuchung ein mich überraschendes Resultat ergab. Es stecken in dem ziemlich grobkörnigen Kiese ausser einzelnen braunen Glimmerblättchen sehr viele linsengrosse Körner und Krystalle von Oligoklas, welche aussen von einer schmutziggrünen, fettglänzenden Hülle umgeben, im Innern aber farblos sind und die charakteristische Zwillingsstreifung in ausgezeichneter Weise zeigen.

Genau so verhalten sich die allerdings weit grösseren Oligoklase im Magnetkies der Bodenmaiser Erzlagerstätte und fast gleichgrosse liegen in dem Kiese von Todtmoos-Mättle[3]) im südlichen Schwarzwalde, welcher ebenfalls eine, wenn auch sehr wenig mächtige, Einlagerung im Gneisse bildet. Grünen Orthoklas und Cordierit habe ich zwar bis jetzt in den mir zu Gebote stehenden Magnetkiesen von Naurod nicht gefunden, aber auch nicht grössere Mengen in Säure auflösen und den Rückstand untersuchen können. Im vorliegenden Falle bezweifle ich trotzdem keinen Augenblick, dass die Nauroder Einschlüsse von einer Magnetkies-Lagerstätte im Gneisse abgerissene Bruchstücke sind. Verwachsungen von Magnetkies mit Oligoklas scheinen überdies keineswegs auf den Basalt von Naurod beschränkt zu sein, denn ich beobachtete solche auch in einem faustgrossen Einschlusse am Calvarienberge bei Fulda. Es wäre nun sehr wünschenswerth, auch an anderen Localitäten, z. B. Fauerbach in der Wetterau und den zahlreichen Fundorten im Siebengebirge, welche v. Dechen[4]) angibt, genauere Untersuchungen anzustellen, wenn das auch so leicht nicht an australischen Basalten möglich sein wird, in welchen F. Ulrich[5]) ebenfalls Magnetkies fand. Selbstverständlich denke ich nicht daran, allen Magnetkies in vulcanischen Gesteinen als Einschluss anzusprechen, es gibt in solchen auch secundär gebildeten, welcher als Ueberzug auf Klüften oder in Höhlungen in Begleitung von Zeolithen vorkommt, wie z. B. im Basalt von Weilburg und in manchen Gesteinen des Kaiserstuhles.

Hornblende-Gesteine kommen als Einschlüsse in Naurod nicht sehr häufig vor, ich möchte hier zunächst nur diejenigen anführen, in welchen gemeine, d. h. schwärzlichgrüne, in dünnen Splittern lauchgrün durchscheinende Hornblende auftritt, nicht aber sogenannte basaltische,

---

[1]) Der Kies ist nicht unbedeutend nickel-, aber nur sehr schwach kobalthaltig.
[2]) Uebersicht der geol. Verh. d. Herz. Nassau 1847, S. 84.
[3]) F. Sandberger N. Jahrb. f. Min. 1867, S. 836.
[4]) Geogn. Führer in das Siebengebirge 1861, S. 135.
[5]) Berg- und Hüttenm. Zeitung 1859, S. 64.

braun durchscheinende. Hierher gehören grössere Einschlüsse, welche nur aus grossblätterigen Aggregaten dieses Minerales mit wenig braunem Glimmer bestehen. Andere, selten mehr als haselnussgross, zeigen solche Hornblende in mittelkörnigem Gemenge mit weissem Plagioklas, Titanit und wenig schwarzem Glimmer, sind also echter Glimmerdiorit, wie er mit reinen Hornblende-Gesteinen in so vielen Urgebirgen, z. B. Spessart, Odenwald und Schwarzwald zusammen getroffen wird.

Augitische Gesteine, welche mit bereits anstehend bekannten direct verglichen werden können, sind recht selten. Zunächst findet sich brauner, auf der Spaltungsfläche $\infty P \infty$ fast metallglänzender Diallag in mittelkörnigem Gemenge mit weissem Plagioklase, einzelnen grösseren Olivinkörnern und wenig schwarzen Glimmerblättchen, ein ächter Olivin-Gabbro, wie ich ihn auch schon im Kellerbachthale (Rhön) und bei Schwarzenfels als Einschluss beobachtet habe. Dazu gehören vielleicht ferner folgende Einschlüsse: Brauner Diallag, vor dem Löthrohr nicht schwer zu schwarzem Email schmelzbar, auf der überaus stark glänzenden Hauptspaltungsfläche durchspickt von hunderten von mattgrünen, zum Theile noch harten, zum Theile weicheren, bereits serpentinisirten Olivinkörnern, genau so, wie man es an dem sogenannten Schillerspathe von der Baste u. a. O. beobachtet, In Farbe und übrigem Verhalten steht der braune Diallag aus dem Olivin-Gabbro des Dunberges in Neuseeland am Nächsten. Dasselbe Mineral findet sich auch noch kleinkörnig, an grösseren Aggregaten von tiefbraunem Glimmer anhaftend, in welchen Körner von Magnetkies und Plagioklas eingewachsen sind.

Die nächste Gruppe von Einschlüssen umfasst Olivin-Gesteine, welche zu Naurod in zwei Formen auftreten, zwischen denen Uebergänge noch nicht beobachtet sind.

Die erste Felsart stellt ein mittel- bis kleinkörniges Gemenge von farblosem Plagioklas mit mattgrünen, zum Theile schon im Serpentin umgewandelten Olivinkörnern dar, in welchem nicht selten ziemlich grosse Octaëder eines ganz schwach chromhaltigen Magneteisens eingewachsen erscheinen; einmal wurde auch ein erbsengrosses Korn eines nicht schwer schmelzbaren chromfreien rothen Granats beobachtet. Der Plagioklas ist kalkhaltig, wird aber von Salzsäure nur sehr wenig angegriffen, und kann daher nur Oligoklas sein. Es liegt hier ein in oft faustgrossen Brocken beobachtetes Gestein vor, welches anstehend noch nicht bekannt ist. Auch als Einschluss scheint es neu zu sein, denn auch ein sonst ähnliches, welches v. Dechen [1]) als Einschluss (? Ausscheidung) im Basalte des Petersberges anführt, enthält nach ihm auch Augit und Hornblende, welche dem Nauroder fehlen. Indessen steht das letztere doch nicht so isolirt, wie es zuerst scheint, da mir bereits plagioklashaltige Olivinfelse bekannt sind. Zunächst finden sich solche, bestehend aus Olivin, Enstatit, Chromdiopsid und Picotit mit Einmengungen von weissem durch Salzsäure wenig angreifbarem Plagio-

[1]) Geogn. Führer in das Siebengebirge, S. 157.

klase öfter als Einschluss im Feldspath-Basalte der Strieth bei Aschaffenburg, dann hat Brögger in Norwegen einen anstehenden Olivinfels gefunden, welcher, wie gewöhnlich, Olivin, Enstatit und Chromdiopsid, aber statt des Picotits ein hoch chromhaltiges Magneteisen und ausserdem reichlich farblosen Anorthit enthält.[1])

Möglicherweise kommt plagioklashaltiger Olivinfels also öfter in der Natur vor und vermittelt vielleicht den Uebergang in Olivin-Gabbro oder andere nahestehende Felsarten. Es wäre der Mühe werth, an der Grenze von Olivinfels gegen andere Gesteine nach ihm zu suchen.

Am Längsten bekannt, weil am Auffallendsten, ist von Naurod der typische Olivinfels, welcher von minimalen Trümmern an bis zu runden Massen von 20 Pfund Gewicht und in allen Stadien der Verwitterung getroffen wird. Er ist grob- bis mittelkörnig, aus Olivinkörnern im Gemenge mit bräunlichem Bronzit, hellgrünem Chromdiopsid, und glänzend schwarzem Picotit gebildet[2]), doch herrscht der Olivin stets vor und sind die übrigen Mineralien, wie auch in so vielen Olivinfelsmassen, z. B. jenen des Ultenthals und von Lherz durchaus nicht überall in gleichgrosser Quantität eingemengt, variiren auch in ihren Dimensionen beträchtlich. Der Olivin erscheint in den frischesten Stücken fast farblos, wird später dunkelgrün und verdeckt dann leicht die übrigen Einmengungen, welche aber bei seiner völligen Verwitterung zu brüchigen gelbweissen Massen wieder um so stärker heraustreten. Neben einigem Eisenoxydul enthält er nach gütiger Untersuchung des verstorbenen Wöhler 0.307 Proc. Nickel- und 0.006 Kobaltoxydul, was sich auch in der Löthrohrperle noch nachweisen lässt.[3]) Von Olivin allein finden sich minimale Trümmer bis zu wallnussgrossen Fragmenten im Gestein zerstreut und scheinen gar keine Veränderung erlitten zu haben, als eine mechanische Zerklüftung. Diese hat aber auch nur Haarklüfte hervorgebracht, auf welchen dann vom Basalte aus eine tiefschwarze Substanz injicirt worden ist, welche, durch Absprengen freigelegt, eine rauhe firnissglänzende Oberfläche zeigt und schon für sich sehr stark vom Magnetstabe angezogen wird. Unter dem Mikroskope zeigt sie sich aus einer lichtgelblichen, fast farblosen Grundmasse gebildet, in welcher zahlreiche Häufchen von Körnern und spiessige Mikrolithen von tiefschwarzer Farbe ausgeschieden sind, welche ganz undurchsichtig bleiben und zweifellos Magneteisen sind. Die farblose Grundmasse erweist sich bei gekreuzten Nicols als Glas, welches von Salzsäure nicht zersetzt wird. Weitere Versuche mit dieser interessanten Substanz anzustellen, war desshalb unmöglich, weil sie immer nur in ganz geringer Menge rein vom Olivin abgesprengt werden kann. Vielleicht finden sich einmal dickere Kluftausfüllungen, welche eine genauere chemische Untersuchung gestatten.

---

[1]) Ich konnte von Herrn Prof. Groth mitgetheilte Proben selbst untersuchen.

[2]) F. Sandberger N. Jahrb. f. Min. 1866, S. 397.

[3]) Ueber die allgemeine Verbreitung dieser Elemente in Olivinen habe ich mich bereits in früheren Abhandlungen und Mittheilungen ausgesprochen.

Im Inneren der Olivinkörner wurden nur minimal kleine Mikrolithe von veränderlicher Gestalt gefunden, keine Glaseinschlüsse. Der Bronzit erscheint in rundlichen Stücken von höchstens 2 cm. Durchmesser, bald in typischer Ausbildung mit faserigen, stark perlmutter-, fast metallglänzenden Spaltungsflächen, bald ohne diesen wie es scheint mit der faserigen Structur zusammenhängenden Glanz in directem Uebergang zu Enstatit. Auch an vielen anderen Orten kommt er in beiden Modificationen, sowohl im anstehenden Olivinfels, als in Einschlüssen, vor, z. B. im Ultenthal, bei Schwarzenfels u. s. w. Hin und wieder zeigen sich die Bronzite von Sprüngen durchsetzt, aber injicirtes Glas habe ich noch nicht in ihnen bemerkt und auch an den zahllosen Splittern, welche isolirt im Basalte liegen, nur selten und nur bei mikroskopischen, die bereits oben erwähnte Veränderung ihrer Umrisse, gewissermassen Benagung an der Grenze gegen den umschliessenden Basalt. [1]) Der Chromdiopsid kommt gewöhnlich in stark durchscheinenden bis durchsichtigen Körnern von fast apfelgrüner Farbe vor, bildet aber zuweilen auch grössere Ausscheidungen bis zu 7 cm. Breite [2]) und bietet dann einige interessante Erscheinungen dar, welche nicht unerwähnt bleiben dürfen. Wie ich schon 1866 [3]) erwähnte, zeigen die grösseren Chromdiopside vorherrschend Spaltbarkeit nach $\infty P\infty$, welche Veranlassung gegeben hat, sie für Diallage zu erklären. Dazu kommt denn noch zuweilen eine faserige Structur der Hauptspaltungsfläche, aber nie ein den Diallagen ähnlicher Glanz derselben. Zuweilen sind die Fasern von zahlreichen Sprüngen durchsetzt, welche scheinbar rechtwinkelig gegen die Spaltungsfläche verlaufen, bei genauerer Untersuchung aber keinesfalls parallel sind und eine krystallographische Bedeutung daher nicht besitzen. Bläschen-Reihen mit Flüssigkeit gefüllt, ziehen sich unregelmässig durch den Chromdiopsid, sie kommen erst bei starker Vergrösserung zum Vorschein. [4]) Obwohl nun die Art der Spaltbarkeit mit der des Diallages übereinstimmt, so ist doch durch die optische Untersuchung von Descloizeaux die Substanz als dem Diopsid näherstehend nachgewiesen und auch der hohe Grad der Pellucidität der ganz frischen Körner dem Diallage fremd. Ebenso ist die chemische Zusammensetzung eine eigenthümliche und recht constante, wie folgende Analysen zeigen, von welchen 1—4 Chromdiopsid aus Olivinfels oder Einschlüssen desselben, 5 einen aus Paläopikrit von Tringenstein [5]) betreffen.

---

[1]) Im Innern des Bronzits fanden sich, wie im Olivin, nur sehr kleine Mikrolithe ohne charakteristische Form, aber keine Glaseinschlüsse.

[2]) Ebenso grosse von hoch apfelgrüner Farbe fand ich in den Olivinfels-Einschlüssen des Feldspath-Basaltes des Bramberges bei Ebern.

[3]) N. Jahrb. f. Min. 1866, S. 390.

[4]) Picotit-Einschlüsse habe ich bisher in keinem Chromdiopsid gefunden, die Chromreaction rührt nicht von solchen her, wie Dölter und Cathrein vermuthen; die dem Chromdiopsid eigene hochgrüne Farbe verdankt er vielmehr dem constanten, wenn auch geringen Gehalte an Chromoxyd.

[5]) Oebbeke Beitrag zur Kenntniss des Paläopikrits. Würzburg 1877, S. 21 f.



	1. Lherz (Damour)	2. Dreiser Weiher (Rammelsberg)	3. Kosakow (Farsky)	4. Kaiserstuhl (A. Knop)	5. Tringenstein (Oebbeke)
$Si O_2$	53.63	49.71	52.92	51.89	50.443
$Mg O$	12.48	17.84	17.43	15.47	17.418
$Fe O$	8.52	5.03	4.75	4.40	9.696
MnO	—	—	—	0.54	—
$Ca O$	20.37	17.39	19.99	19.73	14.629
$Cr_2 O_3$	1.30	2.61	0.74	1.09	1.403
$Al_2 O_3$	4.07	7.42	3.54	4.76	5.105
Unlös. Rückst.	—	—	—	2.30	—
	100.37	100.00	99.37	100.18	98.694

Der Chromdiopsid verwittert, wenn auch sehr langsam, zu einer fast grasgrünen, stark wasserhaltigen weichen Substanz, welche Kieselsäure, Chromoxyd und Thonerde reichlich enthält; am Ausgezeichnetsten zeigt sie sich in völlig ausgelaugten, weiss gebleichten Olivinfels-Einschlüssen aus dem Schlackenagglomerate an der Strieth bei Aschaffenburg und in ebenso stark zersetzten vom Scheibenberge bei Sasbach am Kaiserstuhl. Ich vermuthe, dass sich der von Walchner[1]) von dort angegebene „Chromocker" auf dieses Zersetzungsproduct bezieht, welches übrigens bis jetzt nicht in einer für quantitative Analysen genügenden Menge isolirt werden konnte.

Was endlich den Picotit betrifft, welchen ich 1865 in Körnern und selten auch in rauhen Octaëdern in den Einschlüssen fand, so ist er nicht besonders häufig und nur durch Behandeln grösserer Massen mit Salzsäure in einiger Quantität zu erhalten. Trotz des durch das Löthrohr constatirten hohen Chromgehaltes zeigt er die Härte 8 und darf daher nicht Chromeisenstein genannt werden, mit welchem indess der Picotit, wie ich schon 1866 bemerkte, und wie es auch neuere Analysen nachgewiesen haben, durch Uebergänge verbunden ist. Ich darf nicht unterlassen, zu erwähnen, dass ich auch einmal hellgrauen Apatit[2]) in ähnlicher Weise im Olivinfels eingewachsen gefunden habe, wie er in anderen später zu besprechenden Einschlüssen häufig auftritt; in neuester Zeit ist auch sparsam eingesprengter Magnetkies in demselben vorgekommen, den ich früher nur im anstehenden Olivinfels des Ultenthales kannte.

Es hätte keinen Zweck, hier nochmals die Durchsetzung kleinerer Olivinfels-Bröckchen durch Basaltmasse und den vorzugsweise starken Angriff der letzteren auf die Chromdiopside derselben zu schildern, nachdem dies erst vor Kurzem von A. Becker[3]) geschehen und durch getreue Bilder erläutert worden ist, welche den von mir beobachteten Verhältnissen vollständig entsprechen.

Irgend eine Erscheinung, welche darauf hindeutete, dass die Olivinfelsbrocken Ausscheidungen, nicht aber Einschlüsse im Basalt seien, wie dies immer noch von einigen Geologen geglaubt wird,

---

[1]) Oryktognosie, S. 524.
[2]) N. Jahrb. f. Min. 1871, S. 389.
[3]) Deutsche geol. Gesellsch. XXXIII, 1881, S. 43 ff., Taf. III. IV. Fig. 1, V, Fig. I.

ist mir auch bei der jetzt mit sehr grossem Materiale wiederholten Untersuchung nicht vorgekommen. Ich habe daher keine Veranlassung, von meiner früher [1]) ausführlich motivirten Ansicht abzugehen, um so weniger, als seitdem fortwährend in den verschiedensten Gegenden der Erde neue Vorkommen von anstehendem Olivinfels [2]) oder aus ihm entstandenem Serpentin gefunden worden sind und zwar in der Gneissregion, welcher auch so viele den Olivinfels begleitende Einschlüsse des Nauroder und anderer Basalte angehören.

Der neuesten Zeit gehört die Entdeckung eines weiteren, in der Regel nur im Grundgebirge vorkommenden Gesteines, des körnigen Kalkes, als Einschluss an. Das mir von Herrn Ritter mitgetheilte Stück lässt auf eine faustgrosse Masse schliessen, die der Hauptsache nach von mittelkörnigem Kalke gebildet wird, welcher schon von kalter Salzsäure unter Brausen aufgelöst wird und rundliche Quarzkörner hinterlässt, welche sich unter dem Mikroskope von zahlreichen, ziemlich grossen leeren Hohlräumen erfüllt zeigen. Alkalische Reaction zeigt das Gestein nicht. Aber auch mit freiem Auge und der Lupe sieht man grössere und kleinere Quarzeinmengungen von unbestimmten Umrissen und violetgrauer Färbung, Bleiglanz, schon mit blossem Auge sichtbar, ist besonders an den Rändern [3]) des Einschlusses einzeln oder in zusammenhängenden Schnürchen eingesprengt, kommt aber auch im Inneren des Stückes, hier jedoch mehr in Form zarter Dendriten vor. Höchst auffallend ist ferner das Auftreten eines dunkel gefärbten, beiderseits zugespitzten Fragmentes eines deutlich schiefrigen Gesteines, welches nach dem Behandeln mit Salzsäure lichtgrau erscheint, die Härte des Feldspaths zeigt und vor dem Löthrohre unter starker Gelbfärbung der Flamme zu weissem blasigem Glase schmilzt. Vor der Hand wage ich nicht zu sagen, ob es ein Fetzen eines hälleflintartigen Gesteins oder ein in den Kalk eingekeilter von Adinolschiefer ist. Die gelbliche Färbung des Kalkes an manchen Stellen wird nachweisbar durch den überall im Basalte bei begonnener Verwitterung auftretenden bolartigen Körper bewirkt. Körniger Kalk ist nun im Taunus bekannt und zwar als Zwischenlager in den Sericitschiefern bei Oestrich, doch findet sich dort in ihm kein Bleiglanz, sondern Graphit, welcher in unserem Einschluss nicht vorkommt. [4]) Bleiglanz ist aber wiederholt in körnigen Kalken der Gneissregion beobachtet, ich kenne ihn in ganz analoger Weise von Auerbach an der Bergstrasse und noch reichlicher aus dem Tunnel bei Eisenstein an der bayerisch-böhmischen Grenze.

Es erscheint nun noch nothwendig, auf ein höchst merkwürdiges Mineralgemenge einzugehen, welches in dieser Form früher noch nicht

---

[1]) N. Jahrb. f. Min. 1866, S. 395 ff. 1867, S. 172 f.

[2]) Einen besonders schönen, wieder ganz mit den Basalteinschlüssen übereinstimmenden Olivinfels von S. Bernardo im Rabbithale (Südtyrol) verdanke ich Herrn Oberbergrath Stache. S. Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1880, S. 287 f.

[3]) Es war nicht möglich, Schliffe der Grenzregion ohne grösste Gefahr für das Stück zu gewinnen, die wohl von Interesse gewesen wären.

[4]) Es liegt auf der Hand, dass der Nachweis von körnigem Kalke im Taunus zur Erklärung des hohen Kalkgehaltes der in diesem Gebirge auftretenden Mineralquellen von grösster Wichtigkeit ist.

gesehen worden ist, sich aber bereits an vielen Stücken so constant gezeigt hat, dass ich die Vermuthung nicht unterdrücken darf, dass es sich hier um Einschlüsse einer Felsart handelt, von welcher bis jetzt nur einzelne losgerissene Gemengtheile beobachtet worden sind. Dieses in höchstens faustgrossen Brocken im Basalte auftretende Gestein ist grobkörnig und setzt sich aus sogenanntem schlackigem Titanmagneteisen, muscheligem Augit, weissem, grauem oder bräunlichem Apatit und copal- bis bernsteingelbem Titanit zusammen. Bald herrscht das Titaneisen, bald der muschelige Augit vor, beide nicht krystallisirt, der Apatit bildet sehr stark fettglänzende Säulen und ist von mir vor Jahren, wo ich nur Fragmente kannte, mit Nephelin verwechselt worden,[1]) der Titanit wurde von Herrn Ritter entdeckt. Die Krystalle sind meist so beschädigt, dass nur einzelne Flächen erkannt werden können, an den meisten Krystall-Bruchstücken herrscht $^2/_3 P2$ mit $0P$ combinirt vor, aber an einem auffallender Weise $P\infty$ (= 113°), während $^2/_3 P2$ nur untergeordnet auftritt. Dazu kommen noch an einem Stücke spärliche Einsprengungen von Magnetkies.[2]) Einstweilen ist es mir nicht gelungen, in der Literatur Nachweise über das Vorkommen eines anstehenden Gesteins von gleicher Zusammensetzung aufzufinden, doch waren mir schon lange Einschlüsse aufgefallen, welche den Olivinfels in Basalten des Siebengebirges begleiten und 1874 von Lehmann[3]) als Gemenge von schlackigem Titaneisen mit Eläolith und Hornblende aufgeführt wurden. Meiner Bitte, diese Einschlüsse nochmals zu untersuchen, hat Herr Dr. Lehmann bereitwilligst entsprochen und schreibt mir nun, dass der Eläolith in der That Apatit und ein grosser Theil des für Hornblende gehaltenen Gemengtheils muscheliger Augit sei, womit also die vermuthete Uebereinstimmung mit den Nauroder Einschlüssen vollkommen sicher gestellt ist, nur Titanit sei weder ihm, noch Herrn Professor vom Rath jemals in diesem Gemenge oder auch isolirt in rheinischen Basalten vorgekommen.

Inzwischen traf noch eine Sendung von Herrn Ritter ein, welche Stücke enthielt, die meine nach den bisherigen Funden gewonnene Auffassung wesentlich modificiren mussten. Es waren das handgrosse Einschlüsse von grossblätterigem Labradorit,[4]) in welchem prächtige Titanite von gleicher Farbe und beträchtlicher Grösse, zuweilen deutlich als $^2/_3 P2 . 0P . ^1/_2 P\infty$ mit Andeutung von $P\infty$ krystallisirt, dann vereinzelt schlackiges Titaneisen, muscheliger Augit und farbloser langsäulenförmiger Apatit eingewachsen erscheinen. Dass diese Fragmente zusammen, dass heisst zu einer an verschiedenen Stellen verschieden ausgebildeten Felsart gehören und dass sie keine Ausscheidungen sein können, liegt auf der Hand. Auch in den Bonner Basalten ist schlackiges

---

[1]) Jahrb. d. nass. Vereines f. Naturk. 1851, S. 262.

[2]) A. a. O., S. 8.

[3]) Ein stark verwittertes Stück des Gesteins war auf allen Klüften mit einem erdigen rostbraunen Ueberzuge bedeckt, welcher stellenweise kleinstrahlige Structur zeigte. Er besteht aus wasserhaltigem phosphorsaurem Eisenoxyd, vielleicht war er ursprünglich Grüneisenstein oder Vivianit, wie er öfter durch Einwirkung eisenhaltiger Lösungen auf Apatit entsteht.

[4]) Wird von Salzsäure bei längerem Kochen sehr stark angegriffen, respective zersetzt und färbt die Löthrohrflamme rothgelb.

Titaneisen „nicht selten" in Verbindung mit Oligoklas.[1]) Anstehend ist Niemanden ein solches Gestein bekannt, aber wenn man erwägt, wie lange es gedauert hat, bis man den anstehenden Olivinfels kennen und würdigen lernte, so wird man wohl die Hoffnung hegen dürfen, dass auch diese merkwürdige Combination noch einmal oberirdisch anstehend entdeckt werden wird, vielleicht am Ersten in Verbindung mit Magneteisen-Stöcken oder -Lagern im Urgebirge. Isolirt finden sich aus dieser Felsart abgerissen zu Naurod und meist auch im Siebengebirge folgende Mineralien. Schlackiges Titaneisen tritt stets in kleineren Bröckchen auf, als es in dem Gemenge vorkommt und völlig ununterscheidbar von jenem von Unkel und dem Finkenberge bei Bonn, öfter mit eingewachsenem Apatit, ebenso wie der weit seltenere Titanit, von welchem indess von Herrn Ritter ein ganz reiner Einschluss (Krystall-Fragment) von der Grösse einer Wallnuss gefunden wurde; ich habe Titanit von solchen Dimensionen nie gesehen. Apatit, aus dem Gemenge abgerissen, erscheint meist in rundlichen, bis haselnussgrossen Fragmenten und seltener auch in Krystallen, er hat dann meist ein eigenthümliches mattes Aussehen und eine trüb violettgraue Farbe. Beim Durchbrechen gewahrt man einen eigenthümlichen Wechsel von helleren und dunkleren Schichten, welche sich an den Krystallen als verschieden beschaffene Anwachsschalen darstellen, etwa analog jenen, welche Zirkel[2]) von Noseanen vom Katzenbuckel abbildet. Die lichten sind erfüllt von Tausenden von leeren Hohlräumen von 0,0006—0,0051 Millimeter Durchmesser, in den dunklen haben ausserdem minimal kleine Magnetkieskörner ihren Sitz, welche sich durch die Schwefelwasserstoff-Entwicklung bei Behandlung des Pulvers mit Salzsäure und den schwachen Eisengehalt der Lösung deutlich genug zu erkennen geben. Ist vielleicht aus den Hohlräumen flüssige Kohlensäure entwichen, welche in Apatiten so häufig vorkommt? Das ist eine Frage, welche Beachtung um so mehr verdient, als in solchen Apatiten, sowohl querdurch als auch der Länge nach grössere Massen von basaltischer Grundmasse, bald noch völlig glasig, bald von gewöhnlicher Beschaffenheit in mit freiem Auge sichtbaren Strängen eingedrungen sind und auf den Klüften sehr gewöhnlich zarte Ueberzüge einer schmutziggelben Substanz auftreten, welche von Salpetersäure unter Lösung von Eisen entfärbt wird und dann äusserst dünne Häutchen hinterlässt, welche in farbloser Glasmasse Tausende von gerstenkornähnlich abgerundeten, kleinen, lebhaft polarisirenden Krystallen zeigt, deren weitere Bestimmung einstweilen unausführbar erschien. Die grössten Bruchstücke, welche von dem seither erörterten Mineralgemenge abgerissen worden sind, bestehen aus muscheligem Augit, sie erreichen, allerdings recht selten, die Grösse kleiner Aepfel und 170 Gramm Gewicht.

Tief schwarz, glasglänzend und an den Kanten schwach grün durchscheinend, machen diese Augite um so mehr zuerst den Eindruck eines amorphen Körpers, als der Blätterbruch nach $\infty P \infty$ oft sehr

---

[1]) Lehmann a. a. O., S. 8, vielleicht auch Labradorit.
[2]) Basaltgesteine Tafel III, Fig. 68.

versteckt liegt und kaum jemals ganz glatte Flächen herauszuspalten erlaubt. Die Schliffe zeigen aber stets sogleich, dass dieser Augit krystallinisch ist. Sommerlad hat sein specifisches Gewicht zu 3,379 bestimmt und eine quantitative Analyse veröffentlicht, welche ergab:

SiO_2	48,49
Fe_2O_3	9,20
Al_2O_3	6,91
FeO	4,17
CaO	20,57
MgO	11,81
	101,15

Vor dem Löthrohr schmilzt dieser Augit nicht schwer zu schwarzem Glase, die Boraxperle zeigt regelmässig ausser Eisen ein wenig Chrom.[1])

Damit schliesst die Reihe der basaltischen Einschlüsse, welche direct als Felsarten oder als von solchen losgesprengte Einzelmineralien nachgewiesen werden können, es bleibt noch übrig, eine Reihe von Mineralien zu erwähnen, deren Herkunft unsicherer ist, wenn sie auch durchaus den Charakter von Einschlüssen tragen.

An die Spitze derselben gehört der Häufigkeit nach die basaltische Hornblende, in Splittern braungelb durchscheinend und stets sehr deutlich unter 124° 30′ spaltbar. Sie erscheint in mittelkörnigen oder auch in grobkörnigen Aggregaten bis zu 1 Kilogramm Gewicht, gut ringsum ausgebildete Krystalle habe ich nie gesehen und Verwachsungen mit anderen Mineralien, wenige Apatitkörner ausgenommen, ebenfalls nicht.

Allein an anderen Orten ändert sich dieses Verhalten wesentlich. So findet sich schon in den ganz gleichgrossen Einschlüssen von der Strieth bei Aschaffenburg Apatit reichlicher als zu Naurod und in kleineren Einschlüssen von daher Hornblende in geringer Menge neben muscheligem Augit, Titaneisen und viel Apatit, wie im Siebengebirge. Es gehört daher ein Zusammenhang der basaltischen Hornblende-Einschlüsse mit dem zuletzt erwähnten merkwürdigen Gesteine zu den Möglichkeiten.

Augit ist noch in zweierlei Modificationen als Einschluss vorhanden, einmal in nussgrossen, grobstänglichen, lauchgrünen, ausgezeichnet prismatisch unter 87° spaltbaren Massen, welche dem Diopsid aus dem Zillerthale auch bezüglich ihrer Durchsichtigkeit in Splittern ungemein ähnlich sind und keine Chromreaction geben. Mit diesem Augit erscheint Magneteisen und dunkelbrauner Glimmer in geringer Menge verwachsen.

Ein anderer Augit mit deutlicher orthodiagonaler Spaltbarkeit und grobfaseriger Spaltungsfläche kommt einzeln in Fragmenten von Wallnussgrösse vor. Seine schmutzig grünlichgraue Farbe, sowie der minimale Chromgehalt gestatten nicht, ihn mit Chromdiopsid zu vereinigen, obwohl er mit diesem Aehnlichkeit besitzt. Nachdem ich einen Diallag von durchaus identischer Beschaffenheit in grobkörnigen Aus-

[1]) Es gibt muschlige Augite von bedeutendem Chromgehalt, die ich bei anderer Gelegenheit besprechen werde.

scheidungen des grösstentheils in Serpentin umgewandelten Olivinfelses von Kupferberg in Oberfranken, verwachsen mit Enstatit, kleinkörnigem Olivin und chromhaltigem Klinochlor, kennen gelernt habe, welcher in diesem Gemenge offenbar Chromdiopsid vertritt, möchte ich auch für den Nauroder grünlichgrauen Augit gleiche Abstammung vermuthen.

Höchst merkwürdig ist ein weiterer Einschluss, welcher aus einem lockerkörnigen Gemenge von viel braunen Glimmerblättchen mit Körnern eines stark durchscheinenden licht bräunlichen Enstatits besteht. Der Glimmer ist arm an Eisen und gibt vor dem Löthrohr ein graues Glas, ohne die Flamme zu färben, auch der Enstatit enthält nur sehr wenig Eisen, ist ganz unschmelzbar und liefert nach dem Aufschliessen einen sehr reichlichen Magnesia-Niederschlag. Ob es sich hier um ein Fragment einer lokalen Ausscheidung in Olivinfels oder Olivingabbro handelt, muss unentschieden bleiben, bis neue Funde gemacht werden, die noch andere charakteristische Mineralien enthalten.

Grössere Blätter von braunem Glimmer treten im Basalt-Conglomerate nur selten isolirt und da so stark zersetzt auf, dass es nicht zu entscheiden ist, ob sie Rubellan sind oder aus einem der glimmerführenden Primitiv-Gesteine herrühren. Ihr hoher Wassergestalt bewirkt starkes Aufblähen vor dem Löthrohre, wo sie dann nicht schwer zu hellgrauem Glase schmelzen.

Schliesslich muss noch ein Mineral erwähnt werden, welches nur als Seltenheit und isolirt vorkommt, von mir aber schon im Jahre 1865 [1]) aufgefunden wurde, der Hyacinth. Einmal wurde ein Krystall der bekannten Combination $\infty P \infty . P.$ mit etwas abgerundeten Kanten, dann wiederholt gleichgrosse völlig abgerundete längliche Körner von braunrother Farbe, sehr starkem Glanze und hoher Pellucidität beobachtet. Kleine Körnchen fand ich öfter in dem vom Auskochen mit Salzsäure gebliebenen und von der flockigen Kieselsäure durch Kalilösung befreiten Rückstande des Basaltpulvers; Mikrolithe, welche hierher zu gehören scheinen, finden sich, wie oben erwähnt, in den Schliffen des Sillimanit führenden Gneisses. Für einen aus dem Basaltmagma auskrystallisirten Körper vermag ich den Hyacinth um so weniger zu halten, als er sich im Basalte von Expailly ununterscheidbar in Form und Farbe, in Granit-, bei Bonn in Oligoklas-Einschlüssen des Basaltes findet. Damit ist die lange Reihe der Einschlüsse des Nauroder Basaltes für jetzt erschöpft und könnte nun zu den sich ergebenden allgemeinen Schlussfolgerungen übergegangen werden, wenn es nicht, obwohl für den Hauptzweck dieser Abhandlung keineswegs unerlässlich, doch wünschenswerth erschiene, auf die secundären Producte, welche aus der Zersetzung des Gesteins hervorgehen, einen Blick zu werfen.

Was zunächst die im Gestein ausgeschiedenen Mineralien betrifft, so erscheinen die Chrysolithkrystalle recht häufig in die von Zirkel [2]) geschilderten Substanzen umgewandelt, welche ich bis zu besserer Belehrung als dem Chorophäit zunächst stehend ansehe, der aus den eingeschlossenen grösseren Olivinkörnern zweifellos in Menge hervorgeht

[1]) N. Jahrb. f. Min. 1866, S. 397.
[2]) Basaltgesteine S. 57, 63, 64 Taf. II, Fig. 45—48.

und seine Farbe successiv von Dunkelgrün in Schwarz und Braun verändert, er ist auch in kleinen Mandel-Ausfüllungen überaus häufig.

Sehr gemein ist auch ein schmutzig röthlichgrauer, fettig unzufühlender Körper, der alle Klüftchen bedeckt und auch überall in die Einschlüsse eindringt, wo das Gestein stark verwittert. Da die Substanz ziemlich viel Thonerde enthält, mag sie vorläufig „Bol" heissen, bis sie einmal in grösserer Menge rein gefunden wird und analysirt werden kann. Recht selten sind Zeolithe; ich beobachtete in einigen Schliffen strahlige Massen, wie sie auch sonst aus Nephelin hervorzugehen pflegen, sie können wohl nur als Natrolith bezeichnet werden. Interessanter ist das Vorkommen zahlreicher Gruppen prächtiger Phillipsit-Krystalle in der gewöhnlichen Form und zuweilen mit Entwicklung von Penetrations-Zwillingen. Herr Ritter besitzt eine sehr hübsche Druse, welche ganz mit solchen übersäet erscheint. Das gemeinste, schon sehr lange bekannte von allen secundär gebildeten Mineralien ist der Kalkspath. Abgesehen von seiner allgemeinen Verbreitung auf Haarklüften, den Spaltungsflächen der in grösseren Einschlüssen vorhandenen Felsarten und Mineralien ist er auch öfter in Mandeln und grösseren Drusen in den Formen $- {}^1/_2 R$ (am häufigsten), $\infty R - {}^1/_2 R. - 2 R$ und $+ R$ krystallisirt in dem zersetzten Gesteine abgelagert, mitunter auch auf einem stark verwitterten eisen- und manganhaltigen Braunspathe, den ich im frischen Zustande von Naurod noch nicht gesehen habe. Zwischen dem Kalkspath ragen in einer Druse blass violette Amethyste, zum Theile in Juxtapositions-Zwillingen, heraus, während kleine Bergkrystalle $\infty R. \underline{+} R$, beiderseits ausgebildet, auf den Kalkspathen aufliegen. In einer anderen sitzen statt dessen kleine glänzende Eisenkies-Würfel auf dem Kalkspath, dasselbe Mineral begleitet ihn auch in dünnen Häutchen zwischen den Spaltungsflächen grosser Hornblende-Krystalle. Aragonit ist selten, aber auch von Herrn Ritter auf einer Kluft, von Bol umhüllt, in ziemlich grossen Krystallen $\infty P. \infty \breve{P} \infty. \breve{P} \infty$, die sehr gewöhnlich das häufigste Zwillingsgesetz zeigen, entdeckt worden. Trotz der frappanten Aehnlichkeit in Vorkommen und Form zeigen sie nicht die schöne Färbung und Durchsichtigkeit der Biliner Krystalle. Sphärosiderit findet sich hier und da in kleinen Mandeln. Dendriten von Gelbeisenstein und Wad bedecken zuweilen den Kalkspath, reichlicher kommt letzteres aber auf Kluftflächen des schon zerfallenden Basaltes bei Sonnenberg vor. Andere nur an bestimmten Einschlüssen beobachtete Zersetzungsproducte, wie Malachit, Kieselkupfer und phosphorsaures Eisenoxyd wurden schon früher aufgeführt.

Aus dem Vorhergehenden ergeben sich folgende allgemeine Schlüsse:

1. Das geologische Alter des Nauroder Basaltes ist vorderhand nicht genau zu ermitteln, da er mit jüngeren Schichtgesteinen nicht in Berührung tritt, es ist indessen wahrscheinlich, dass er der Tertiärzeit angehört. In dem mittelpleistocänen Sande von Mosbach finden sich Gerölle desselben in grosser Anzahl, dieser ist daher jedenfalls jünger.

2. Die Eruption war, wie es scheint, nur von schwachen Auswürfen von Lapilli und Asche begleitet, da solche nur in unbedeutenden Massen und nicht in geschichteten Ablagerungen beobachtet sind. Doch

lässt sich natürlich nicht behaupten, dass nicht ein Theil derselben durch Erosion zerstört worden sein könne, da diese nach 1 während der Pleistocän-Zeit die Basaltmasse stark angegriffen haben muss.

3. Der Basalt stellt sich meist als sogenannter Magma-Basalt dar, doch kommen in ihm auch körnige Ausscheidungen vor, welche alle Merkmale von Nephelin-Basalt tragen.

4. Der Basalt hat, nach den Lagerungsverhältnissen und seinen Einschlüssen zu urtheilen, nur Sericitgesteine und das aus Gneiss mit Einlagerungen von Hornblendegestein, Gabbro, Olivinfels, körnigem Kalk, Magnetkies und anderen, bisher zum Theile noch nicht anstehend bekannten Felsarten bestehende Grundgebirge durchbrochen. Die Existenz von Glimmerschieferlagern zwischen den Sericitgesteinen und dem Gneisse wird durch keinen der vielen Einschlüsse nachgewiesen, solche scheinen daher unter dem Taunus nicht vorhanden zu sein.

5. Mit den Felsarten der dem Taunus zunächst gelegenen nördlichen Theile der grossen süddeutschen Grundgebirgsmasse, nämlich jenen des Spessarts und des Odenwaldes stimmen die Einschlüsse des Nauroder Basaltes nicht überein, dagegen zeigen manche von ihnen Analogien mit solchen des Schwarzwaldes und bayerischen Waldes. Es lässt sich daher vermuthen, dass das unter dem Taunus verborgene Urgebirge in seiner Zusammensetzung von dem im Spessart und Odenwald zu Tage liegenden wesentlich abweicht. Auffallenderweise zeigen dagegen viele charakteristische Einschlüsse des Nauroder Gesteines die grösste Aehnlichkeit mit solchen aus Basalten des Siebengebirges und des niederrheinischen Gebietes überhaupt.

6. Das Vorkommen des Olivinfelses mit so vielen Felsarten, welche zweifellos dem Urgebirge angehören und in ebenso starker Zertrümmerung wie diese, bestätigt von Neuem seine Zugehörigkeit zu ersterem und die grosse Beständigkeit seiner Zusammensetzung auf ursprünglichen Lagerstätten weit von einander entfernter Erdstriche, z. B. Insel St. Paul, Neuseeland, Pennsylvanien, Spanien, Griechenland, Tirol, Schwarzwald, Fichtelgebirge, Norwegen in frischem oder serpentinisirtem Zustande erklärt hinlänglich die gleiche Constanz in den Olivinfelseinschlüssen der Basalte.

7. Dass die Basaltmasse mit ziemlich hoher Temperatur aufgestiegen ist, ergibt sich unzweifelhaft aus ihrer Einwirkung auf kleinere Quarz- und Feldspath-Einschlüsse, sowie auf die Sericitschiefer. Bei den Quarzen lässt sich regelmässig eine besonders an ihren Rändern klar hervortretende Neubildung von Augit in Folge von Aufnahme von Basen aus dem Basaltmagma nachweisen, bei den Schiefern eine Verglasung der aus Sericit- und Chloritsubstanz bestehenden Zonen derselben. Doch hat diese Temperatur die meisten anderen Einschlüsse nur insoweit alterirt, dass sie Abschmelzungen an den Rändern erfahren haben. Als Massstab für ihre Höhe mag der Zustand der Einschlüsse von Olivinfels gelten, von welchem A. Becker[1]) gezeigt hat, dass er in einer eben plastisch gewordenen Basaltschmelze zerspringt, aber nicht von ihr aufgelöst wird. Dass der körnige Kalk

[1]) Deutsche geol. Gesellsch. XXXIII, S. 62.

trotz der in ihm eingewachsenen Quarze keine Umwandlung zu Kalksilicat erfahren hat, ist ebenfalls charakteristisch.

Erst bei höheren Temperaturen wird die Basaltmasse befähigt, auch basische Gesteine einzuschmelzen, von welchen indess der Olivinfels wohl am längsten Widerstand leisten dürfte. Bei Rothglühhitze schmilzt Basalt und Dolerit zu obsidianartigem Glase, bei Weissglühhitze auch Gneiss und Granit zu grauem Email, keine an Nauroder Einschlüssen beobachtete Erscheinung deutet darauf hin, dass so hohe Temperaturen, wenn auch nur local, bei der Eruption dieses Basaltes aufgetreten sind.

Materialien zu einer Geologie der Balkanhalbinsel.

Von **Franz Toula.**

Wie in vielen anderen Fällen, so ward mir auch in Bezug auf die geologischen Forschungen im Bereiche der Balkanhalbinsel von Seite meines hochverehrten Lehrers und Freundes, des Herrn Hofrathes F. v. Hochstetter, eine tiefgehende Anregung zu Theil. Die umfangreichen Forschungsresultate, welche derselbe von seiner Reise durch Thracien und Mösien zurückbrachte, die reichhaltigen Materialien an Gesteinsproben sowohl, als auch an kartographischen Aufnahmsergebnissen erregten den lebhaften Wunsch in mir, es möchte mir möglich werden, das von ihm Begonnene, in der einen oder anderen Richtung fortsetzen zu können.

Zu diesem Zwecke begann ich damals schon die in der Literatur zerstreuten Mittheilungen über Fragen der Balkan-Geologie zusammenzutragen. Mit erneuertem Eifer machte ich mich im Jahre 1875 darüber her, als es in der That den Bemühungen v. Hochstetter's gelang, für mich den Auftrag der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften zu erwirken, im östlichen Theile der Balkanhalbinsel, im Bereiche des Balkan, geologische Untersuchungen auszuführen. Ich wählte mir in dem betreffenden Reiseplane denjenigen Theil, von dem ich ersehen hatte, dass er in geologischer Beziehung eine wahre Terra incognita war: den westlichen Balkan, und ich habe es nicht bereut. So reich an Unannehmlichkeiten sich der Verlauf der Reise auch in mancher Beziehung für mich gestaltete — ich musste manches Lehrgeld in der Form von Gesundheits-Einbussen bezahlen — so reich waren nichtsdestoweniger auch die Ergebnisse meiner Kreuz- und Querzüge im heutigen Südserbien und in West-Bulgarien. Noch befriedigender aber gestaltete sich meine zweite Reise, welche ich im Jahre 1880, gleichfalls im Auftrage der kaiserlichen Akademie, im Anschlusse an das 1875 kennen gelernte Gebiet, unter viel einfacheren Verhältnissen, nur von einem überaus strebsamen, stets bereitwilligen und unermüdlichen Beamten des fürstlich bulgarischen Finanz-Ministeriums begleitet, ausführte. Die Beigabe dieses Letzteren, des Herrn Georg Zlatarski, verdanke ich der für mich unschätzbaren Vermittlung meines sehr verehrten Freundes, des Herrn Dr. Constantin Jireček, welcher auf diese Weise den ersten Schritt ausführte, der zu einer späteren

detaillirteren, geologischen Landesaufnahme führen könnte. Dadurch kam ich in die Lage, in verhältnissmässig kurzer Zeit und mit beschränkten Geldmitteln, bei geebneten Wegen — wobei ich auch von unserem damaligen diplomatischen Agenten und General-Consul, dem Herrn Grafen Rudolf Khevenhüller-Metsch auf das wirksamste unterstützt wurde, — zahlreiche Reiserouten auszuführen, und so das Material zusammenzubringen, welches es mir möglich machte, einen Versuch zu wagen, eine geologische Uebersichtskarte des westlichen Balkan-Gebietes zu verfassen, und auf diese Weise eine der empfindlichsten Lücken der Geologie der Balkanhalbinsel wenigstens in den ersten Grundzügen auszufüllen.

Meinen sehnlichen Wunsch, das angefangene Werk, nach Osten fortschreitend fortzuführen, gelang es mir bis nun nicht zu realisiren, wenngleich ich bis in die jüngste Zeit die Hoffnung nicht ganz aufgegeben hatte.

Mittlerweile nahm ich meine Zusammenstellungen über das bis nun gewonnene Materiale zu einer Geologie der Balkanhalbinsel wieder vor, und versuchte es zu ergänzen und in chronologischer Weise anzuordnen, um auf diese Art eine Uebersicht über das bis nun Geleistete zu geben, weil ich mich der Hoffnung nicht verschliesse, dass dadurch eine erneuerte Anregung geboten werden könnte, um das in Manchem gewiss schon bestehende Interesse nicht erschlaffen zu lassen.

Die Balkanhalbinsel lässt in geologischer Beziehung Vieles, und in weiten, sofort näher zu bezeichnenden Districten fast Alles zu wünschen übrig. Wenngleich es wohl nirgends an Detailarbeit fehlt, wie z. B. die schönen und reifen Früchte bezeugen, welche uns sowohl in Deutschland — in den geologisch am längsten durchforschten Gebieten: in Sachsen und Thüringen, im Harz u. s. w. — als auch in unserem weiten Vaterlande, in der Form von eingehenden Detail-Aufnahmen in reichem Maasse geboten werden, so bleibt es doch eine der anregendsten Aufgaben, in noch unbetretenem, auf Schritt und Tritt Neues lieferndem Gebiete ein Arbeitsfeld zu gewinnen.

Im Nachfolgenden sind die von Geologen im Bereiche der Balkanhalbinsel mit Ausschluss des griechischen Königreiches[1]) ausgeführten Arbeiten, sowie die von wenigen Nichtgeologen beigebrachten Forschungsergebnisse in gedrängter Form zusammengestellt, wobei besonders die wichtigeren auszugsweise behandelt wurden. Einige wenige der nur mit den Titelangaben angeführten Publicationen konnte ich mir nicht verschaffen, andere derselben sind nur vorläufige Berichte, und liegen hierüber die später erschienenen ausführlicheren Arbeiten vor.

Die gegebene Zusammenstellung wird ohne Zweifel manche Lücke aufweisen, und auch ihre chronologische Anordnung wird nicht immer vollkommen richtig sein, da es nicht selten recht schwer ist, genau zutreffende Angaben zu machen. Diese Ungenauigkeit bezieht sich übrigens hauptsächlich auf die Anordnung in der Jahresreihe und kann

---

[1]) Ein Literatur-Verzeichniss der über Nordgriechenland und Euböa vorliegenden Werke findet sich in dem Ueberblicke über die geologischen Verhältnisse eines Theiles der ägäischen Küstenländer von Bittner, Neumayr und Teller im 40. Bd. der Denkschriften, S. 380—382.

somit die Prioritäts-Verletzung keine sonderlich grosse sein. Die selbstständig erschienenen Werke sind am Schlusse der betreffenden Jahresreihen angeführt. Trotz der erwähnten Lückenhaftigkeit wird das Gegebene, wie ich glaube, doch einen Stock bilden, an welchem die dem einen oder anderen Leser bekannt werdenden weiteren Publicationen sich leicht werden anfügen lassen. Auch in dem angefügten Autorenverzeichnisse und der geographischen Uebersicht des Materiales werden solche Zusätze leicht durchgeführt werden können.

Um eine leichte Uebersicht zu ermöglichen, versuchte ich es, die Routen, welche von den reisenden Geologen zu Lande zurückgelegt worden sind, in Karte zu bringen, um dadurch einerseits die Lückenhaftigkeit unserer sichergestellten Erkenntnisse zu zeigen, und um andererseits auch ein Kriterium für die Zuverlässigkeit der betreffenden kartographischen Darstellungen zu gewinnen. Dabei wurde nur das südlich von der Donau gelegene Gebiet berücksichtiget, da es mir für Rumänien nicht möglich wurde, die verhältnissmässig wenig zahlreichen Bereisungen — (meist zu praktischen Zwecken ausgeführt) — in Karte zu bringen. Die chronologische Anordnung dieser Reiserouten wird zugleich einen Maassstab abgeben für die Verschiedenwerthigkeit derselben. Bei einigen der Angaben bin ich von den betreffenden Fachgenossen selbst unterstützt worden. So besitze ich beispielsweise eine diesbezügliche Manuscriptkarte, von der Hand unseres jüngst verstorbenen Altmeisters Dr. Ami Boué. Auch Hofrath v. Hochstetter, Dr. Tietze (für Montenegro) und Ing. Pelz haben mich dabei, ihre Routen betreffend, unterstützt. Die anderen Angaben wurden den Reisewerken und Berichten entnommen, was in einigen Fällen nicht ohne einige Schwierigkeiten war.

Auf diese Weise, die gegebene Uebersicht und das Kartenbild verbindend, wird es leicht sein, ein Bild sich zu verschaffen von der Grösse der ganz unbetretenen, oder der seit oft mehr als einem Menschenalter nicht wieder besuchten Gebiete. Diese Routenkarte wird in einem der nächsten Hefte der Mittheilungen der k. k. geographischen Gesellschaft publicirt werden. Nur in den Hauptumrissen möchte ich an dieser Stelle noch auf die neueren und dem dermaligen Stand der Wissenschaft entsprechenden geologischen Aufnahmen einerseits, und die empfindlichsten Lücken in den dermalen vorliegenden Materialien zu einer Geologie der Balkanhalbinsel andererseits speciell hinweisen.

In ersterer Beziehung sind es: die Dobrudscha im Osten (durch Peters' Aufnahme 1864), Bosnien-Herzegowina im Westen (durch die Aufnahme der k. k. geol. Reichs-Anstalt 1879) und der westliche Balkan (durch die Aufnahme des Verfassers 1875 und 1880), welche auch kartographisch bearbeitet wurden.

Ausserdem kann man die „Grundlinien" des geologischen Baues des südöstlichen Theiles der Halbinsel als in den Hauptzügen dargelegt betrachten, durch die von Viquesnel (1847) ausgeführten Bereisungen, nachdem sich v. Hochstetter (1870) der grossen Mühe unterzogen hat, auf Grund seiner eigenen, im Jahre 1869 gesammelten reichen Erfahrungen, die diesbezüglichen Viquesnel'schen Angaben kritisch zu behandeln und in Karte zu bringen.

Daran schliesst sich das durch Neumayr und Burgerstein (1875 und 1876) in Karte gebrachte Gebiet von Chalkis, sowie das durch Neumayr, Teller und Burgerstein in denselben Jahren aufgenommene Gebiet des thessalischen Küstengebirges (Olymp-Pelion).

Die Arbeiten der genannten Forscher in Griechenland tangiren nur im äussersten Süden unser Gebiet. Fügt man dazu noch das zum grossen Theile in den Grundzügen festgestellte Gebiet des südlichen (Neu-) Serbien durch v. Hochstetter (1869) und den Verfasser (1875), des darangrenzenden Hoch-Mösien (Vitosch-Gebiet) durch v. Hochstetter (1869) und des neuerlichst durch Tietze untersuchten Montenegro (1881), über welches Land die betreffende Original-Karte noch nicht vorliegt und nur mündliche und briefliche Mittheilungen benützt werden konnten, so haben wir damit die den modernen Anforderungen und Anschauungen wenigsten annähernd entsprechend untersuchten Gebiete verzeichnet. Alles übrige Land wartet noch auf die Vornahme der neuen geologischen Untersuchung.

Für Serbien liegt mir wohl auch ein geologisch colorirtes Kärtchen vor, welches ich der Darstellung dieses Landes auf meiner kleinen geologischen Uebersichtskarte zu Grunde legte. Ich verdanke dasselbe der freundlichen Vermittlung des, um die Naturforschung in Serbien so hochverdienten Dr. J. Pančič, der den Professor an der Akademie zu Belgrad J. Zujović auf mein Ansuchen hin bewog, dasselbe anzufertigen, wobei auch Fr. Hoffmann und Dr. Pančič selbst ihre Erfahrungen beitrugen. Nichts destoweniger wird es auch für Serbien nothwendig werden, neue Bereisungen vorzunehmen, um einerseits die vorliegenden Angaben mit den in Bosnien gewonnenen Erfahrungen in Einklang zu bringen, anderseits aber auch um detaillirtere Neu-Aufnahmen vorzunehmen.

Nach dem Gesagten muss man also den nördlichen Theil (südlich der Donau-Save-Linie) und den südöstlichen Theil der Halbinsel als in den Grundzügen am genauesten erforscht bezeichnen, obwohl auch hier, so z. B. auch im östlichen Balkan zwischen des Verfassers und Peters' Aufnahms-Gebieten gar vieles, auf weite Strecken hin noch alles zu thun übrig bleibt.

Für das weite Land zwischen dem Hauptzuge des transylvanischen Gebirges und der Donau liegen wie gesagt wenige literarische Angaben vor: Rumänien zählt zu den geologisch am wenigsten untersuchten Gebieten Europa's. Fast alles zu thun bleibt ausserdem in Albanien, wo seit den Boué-Viquesnel'schen Reise-Angaben und Grisebach's gelegentlichen geologischen Notizen keinerlei neuere Daten vorliegen. Im Südwesten liegen ausgedehnte Landstriche, welche vollkommen jungfräulicher Boden sind; viel hunderte von deutschen Quadratmeilen grosse Gebiete hat dort nie eines Geologen Fuss betreten. In Albanien, Epirus und Thessalien — die Hauptketten des Pindus-Grammoszuges wurden nur bei Metsovo durchquert, — aber auch in Macedonien und Ober-Mösien warten noch ausgedehnte Terrains ihrer geologischen Durchforschung.

Möchten doch recht bald die grossen Lücken unseres Wissens in Bezug auf die Geologie der Balkanländer ausgefüllt werden und möchte es den österreichischen Geologen vergönnt sein —

nachdem sie in diesem Gebiete in den vergangenen Jahren wiederholt Bahn gebrochen haben — ihre mit aller Opferfreudigkeit begonnenen geologischen Untersuchungen fortzusetzen und wie es die nächste Nachbarschaft, ich möchte sagen als eine Art moralischer Verpflichtung mit sich bringt, den Hauptantheil zu nehmen an der Lösung der noch offenen geologischen Fragen im Bereiche der Balkanhalbinsel.

(1) 1828. **A. Boué.** Zusammenstellung der bekannten geognostischen Thatsachen über die europäische Türkei und über Klein-Asien.
Leonhard Zeitschrift 1828, S. 270—282.

„Die europäische Türkei besteht aus mehreren, von NW. nach SO. oder von NNW.—SSO. streichenden Kettenzügen, die nur eine ausgedehnte Fortsetzung der Alpen zu sein scheinen, und welche letzteres Gebirge mit den südlichen Karpathen in Verbindung bringen".

In Bosnien und Serbien tritt eine erzreiche Sandstein-Schieferformation auf, an welche sich gegen Dalmatien dichte Kalke mit Sandsteinlagern lehnen. Die Karpathen-Sandsteine lagern auf krystallinischen Schiefern (mit Syenit) des siebenbürgisch-walachischen Grenzgebirges.

Nach Macmichael's Beobachtungen treten zwischen Gabrova und Schipka am Nordabhange des Balkan dichte Kalke auf, welche von Kalkspathadern durchzogen. Stark geneigt herrschen auf dem nördlichen Thonschiefer mit Quarzadern, und Grauwacke auf dem südlichen Abhange.

„Geschichtete Urgebilde" herrschen im südlichen Serbien und dehnen sich in Macedonien bis zur Endspitze von Chalkis. „Die Rhodopekette ist vielleicht auch schiefrig". „Das Vorgebirge Athos besteht aus körnigem Kalke". Der Pindus soll nach Pouqueville aus granitischem Gestein, Gneiss, Glimmerschiefer und aus körnigem Kalke bestehen, welche sich durch den Oeta und durch Attica hinerstrecken. Eine ähnliche gleichlaufende Kette durchzieht Thessalien und bildet die Insel Negroponte, sowie die beiden Inselketten. Südlich vom Pindus läuft eine Kalkkette durch Epirus bis an den Parnassus (wo Clarke Encriniten aufgefunden hat). In Albanien kennt man Erdpech- und Thon-Eisenstein-Vorkommnisse und scheinen auch die Apenninischen Sandsteine hier zu Hause zu sein. Die jonischen Inseln sind aus Scaglia-ähnlichem Kalkstein zusammengesetzt.

Am Bosporus fand Andreossy porphyrischen Basalt, Klingstein, Wacke, halbverglasten Porphyr, Thonstein und Gerölle und Augit umschliessenden Trachyt. Derselbe spricht auch schon von Muschelsand und Braunkohlenlagern an den Ufern des schwarzen Meeres nahe dem Eingange in den Bosporus. Webb dagegen (Biblioth. ital. 1821, S. 55—69) erwähnt weissen körnigen Uebergangskalkstein von der Insel Marmara.

(2) 1833. **G. Liseli.** Mineralogische Beobachtungen in der Moldau und Walachei. Gornoi Journal. St. Petersburg 1833, 1. Heft.

(3) — — Coupes et plans des mines de sel d'Okna. 1835 Gornoi Journal. St. Petersburg Nr. 1, S. 125 und Nr. 2, S. 328.

Liseli hat die am Südfusse der Karpathen sich ausdehnende salzführende Formation besucht und die Salzvorkommnisse von Slatina, Okna, Kimpina (in der „kleinen Walachei") und von Okna im Vultschaer Distrikt (in der „grossen Walachei") beschrieben. Das Salz findet sich in mitteltertiären Thonen und Sandsteinen. Auch das Petroleum- und Asphalt-Vorkommen wird besprochen. Petroleum wurde damals bei Okna gewonnen und als Schmiermittel verwendet. Asphalt wird aus den Kimpinaer Distrikte erwähnt. Auch das Vorkommen von Lignit wird angeführt. (M. vgl. Boué, Esquiss. S. 97.)

(4) 1834. **Virlet.** Notes géologiques sur les Sporades septentrionales et en particulier sur une formation d'eau douce a lignites de l'île Chilodromia (aus: Expedition scientifique en Morée) Paris.

(5) 1835. **J. Auldjo.** Journal of a visit to Constantinople, a some of the greek Island. Londres 1835, mit Tafeln.

(6) 1836. **A. Boué.** Guide du géologique Voyageur II. Th., S. 358—360.

Unterscheidet für das südl. Europa eine Region der alpinen und eine der apenninen Ablagerungen.

Zu ersterer rechnet er ausser den Alpen und Pyrenäen auch die Karpathen, den Kaukasus, den Balkan und den Despoto-Dagh.

Zu der letzteren dagegen ausser Italien Dalmatien, Albanien, Griechenland u. s. w.

(7) 1836. **A. Boué.** Geognostische Ergebnisse der Reise in der Türkei.

Neues Jahrbuch für Mineralogie 1836, S. 700—703.

Kurzer Bericht über die erste grosse Reise in Gesellschaft der Herren Montalembert und Viquesnel (Geognosten), von Friedrichsthal (Botaniker) und A. Schwab (Entomolog). (Serbien, Bosnien, Albanien, Macedonien und Rumelien.)

(8) 1837. — — Some Observations on the Geography and Geology of Northern and Central Turkey. Communicated by the Author in a letter to the Editor. The Edinburgh New philosophical Journal.

Vol. XXII, Jänner, 1837, S. 47—62.

Vol. XXII, Jänner 1837, S. 253—270.

Vol. XXIII, Juli 1837, S. 54—69.

(Deutsch in Berghaus Almanach 1838, S. 25 ff.) Der erste ausführlichere Bericht über die erste Reise Boué's in die Türkei.

Er bringt nur die erste Richtigstellung der falschen Darstellung einer die ganze Halbinsel durchziehenden Gebirgskette, setzt jedoch die Höhe des Balkans doch noch etwas zu sehr herab. Er gibt in dieser Arbeit den krystallinischen Bildungen noch eine etwas zu grosse Ausdehnung, indem er auch den Pindus dazu rechnet. Paläozoische Terrains, die er für Silur erklären möchte, gibt er an von Üsküb-Kalkandelen, an der Nevljanska Rieka zwischen Radomir und Scharkiöi (Pirot). Ein grosses Gewicht legt sodann Boué auf das Vorkommen der grossen alpin-mediterranen Formation der rothen Sandsteine, deren weite Verbreitung er hervorhebt. Lias- und Jura-Kalke glaubte er nur in den grossen Massen compacten Kalkes (einer wahren Kalkzone) gefunden zu haben, welche von der Nischava und ihren Nebenflüssen durchflossen wird. (Der Verfasser kam in die Lage, in diesem Gebiete in der That sicher dem Lias und Dogger angehörige Schichten nachweisen zu können, doch haben jüngere, vor allem cretacische Bildungen noch grösseren Antheil.) Am Mali Timok führt Boué an: *Ostrea cristata* und Species von *Ostrea*, *Cariophyllia*, *Cardium*, *Trochus*, Echinodermen etc. Grössere Kalkmassen führt er an, aus dem Südwesten von Macedonien, bei Castoria, zwischen Castoria und dem Pindus, zwischen Florina, Vodena und Sarigöl und als wahrscheinlich im südlichen Albanien. „Die grosse Kreideformation von Süd-Europa" wird auf der Balkanhalbinsel verfolgt: Hippuriten- (und Nummuliten-) Kalke werden im westlichen Bosnien, in Montenegro, West-Albanien (auch bei Novibazar) und in Süd-Macedonien constatirt. Auch bei Belgrad wird ein compacter Hippuriten-Kalk mit Terebrateln, Crinoiden und Korallen angeführt. Ausführlich werden dann die Tertiär-Ablagerungen besprochen (262—270) und zwar werden die einzelnen Becken speciell betrachtet. Er weist hin auf den Zusammenhang der serbischen Tertiär-Ablagerungen mit jenen Ungarns. Cerithien und Congerien-Schichten werden nachgewiesen. Bei Kragujevatz und im Becken des weissen Drin z. B. führt Boué Congeria triangularis an. Der letzte Aufsatz beschäftigt sich mit der Vertheilung der Eruptiv-Gesteine (54—65), mit den heissen Quellen, „welche immer in der Nachbarschaft von trachytischen oder syenitischen Gesteinen auftreten und meist Schwefelwasserstoff führen", und mit den Erzlagern.

(9) 1837. **H. E. Strickland** und **W. F. Hamilton**: Ueber die Geologie des Thracischen Bosporus [1]).

London, Edinburg, phil. Magaz. 1837, X. 473—474. (1839 Neues Jahrbuch für Miner. S. 463—464.)

Die auf beiden Seiten des Bosporus auftretenden paläozoischen Bildungen werden für Aequivalente des silurischen Systems erklärt. Thonschiefer und brauner Sandstein. (v. Verneuil hat die betreffenden Fossilien, Spiriferen, Orthis und Atrypa etc. bestimmt.) Im Norden davon treten Trachyte und trachytische Conglomerate, Phonolithe und Basalt auf.

---

[1]) Boué (Esquisse, S. 143 und 144 citirt auch Angaben v. Hauslab's über geol. Verhältnisse am Bosporus und bringt auch darüber eine Notiz in den Bulletins).

Weiche, weisse, horizontal geschichtete, muschelreiche Kalksteine der tertiären Formation existiren auch längs der Küsten des Marmara-Meeres mit Cardien und Cythereen. „Diese Formation mangelt längs der Ufer des Bosporus selbst, daher dieser erst in neuer Zeit geöffnet zu sein scheint".

Alte diluviale Bildungen werden im Wald von Belgrad und an der Südseite der kleinen Balkankette unweit Constantinopel angegeben.

(Darüber vgl. man auch Bull. de la Sc. géol. de France Vol. VIII, S. 269—271 und in den Proceed. geol. Soc. Vol. II, S. 437.)

(10) **1838. A. Boué.** Erster französischer Reisebericht. Brief an Cordier. Bulletin de la société geol. de France. Jänner 1838 (S. 126—145).

(11) — — Die zweite geognostische Reise in der Türkei.

Neues Jahrbuch für Mineralogie 1838, S. 44, 45, sehr übersichtlicher Bericht über die Ergebnisse der zweiten Reise. (Balkan, Mösien, Albanien und Bosnien.)

Der Steilabhang des Balkans liegt im Süden. (Bekanntlich gilt dieser Ausspruch nur für die östlich von Sofia gelegene grössere Hälfte des Gebirges.) Der Schar Dagh besteht aus „Urschiefer", Talkschiefer mit Kalk-Einlagerungen, welche „ganze Gebirge bilden".

Es wird von einem Ur-Pindus mit kalkigen Seitenketten gesprochen. Nördlich davon treten Diorit und Serpentin mit „metamorphischen Schiefern" auf. Auch bei Elbassan wird „Urgebirge" erwähnt. (!)

(12) — — Neues Jahrbuch, S. 30—35. Im Jahre 1837 bereiste Bergrath **Schüler** die Moldau bis an die Grenzen Bessarabiens und Bulgariens, und die Walachei bis an die serbische Grenze. In der „grossen Walachei" kam Schüler nicht über die Ebene hinaus. Westlich von der Aluta, in der „kleinen Walachei" beschreibt er die bewaldeten Hügel aus Sandstein der Molasse.

Westlich von Tschernetz, also schon nahe der Banater Grenze wird das Land immer gebirgiger. Hier schliessen sich die Karpathen „an die Ausläufer der Balkangebirge an".

Karpathen-Sandstein mit verschiedenfarbigen fossilienfreien Kalken werden erwähnt. Diorit und „andere Amphibol Gesteine", häufiger aber noch Granit, Gneiss, Glimmer- Talk- und Thon-Schiefer in den mannigfachsten Aggregationen unterteufen diese Formation, nur hie und da von Molasse überdeckt.

Bei Baja d'Arama sind diese Thon-Glimmer-Schiefer von z. Th. erzführenden Gängen nach den verschiedensten Richtungen ohne bestimmtes Streichen und Verflächen durchsetzt. Dieselben führen in den obersten Teufen Eisenkies, in den unteren aber Kupferkies in oft bedeutender Mächtigkeit (bis zu mehreren Fussen). Es ist ein alter Erzdistrict, wie schon der Name (Baja d'Arama = Kupfergrube) bezeugt. In einem Nebenthale von Baja d'Arama steht höhlenreicher Kalk in besonderer Mächtigkeit an. Auch schaligen Serpentin fand Schüler. Gegen den Cerna-Fluss hin traf Schüler später Thonschiefer mit goldführendem Quarz.

Schüler soll auch eine geologische Karte der Walachei herausgegeben haben. (Boué, Esquisse, S. 97.) Dieselbe ist mir nicht bekannt geworden.

(13) **1838. A. Viquesnel.** Mention d'une communication sur la géologie de la Turquie d'Europe. Bull. de la Soc. géol. de France, T. IX, S. 296.

(14) **1839. A. Boué.** Sur la Thessalie et la Bulgarie .Bull. de la Societé géologique de France, Vol. XI, S. 93.

(15) — — Mittheilungen aus der westlichen Türkei. (Serbien und Albanien.) Neues Jahrbuch 1839, S. 553.

Es wird von einem kalkig-kreidigen Albanien gesprochen: Nummuliten und Hippuriten finden sich „zu Millionen" mit Sandsteinen und Mergelgesteinen wechsellagernd. Vom Ochrida-See heisst es, er sei umgeben von Kalkgebirgen.

Der Kom im östl. Montenegro besteht aus Dolomit (man vergl. Anmerkung zu 1859 Lipold).

(16) — — **Russegger**: Geognostische Beobachtungen in Euböa, Rumelien und dem Peloponnes. Neues Jahrb. für Mineralogie 1839, S. 690—693. Nur wenige Bemerkungen über das südliche Gebiet unserer Karte. Russegger spricht nur von Uebergangskalk, Thonschiefern, Grauwackenschiefer und Grauwacke.

In seinem grossen Reisewerke IV. Bd. (1848), S. 128 spricht er dagegen im nördlichen Aetolien von der südlichen Fortsetzung des Pindusgebirges und bemerkt, dass sie aus dunklem und körnigem Kalkstein „mit Thonschiefer und Sandstein (Macigno)" bestehe.

(17) **1840. Huot.** Ueber die geognostischen Verhältnisse der Walachei und der Moldau liegen nur wenige Mittheilungen vor. Eine derselben von Huot im Bull. de la Société géologique (X, S. 153) stammt aus dem Jahre 1840. Es wird darin angeführt, dass unterhalb der Donau-Katarakte am l. Donau-Ufer Molasse-Hügel sich befinden, deren Schichten mit 20—30° nach Westen einfallen. Um Skela, Barrowitz und Tschernetz dehne sich eine weite mit Sand- und Kalksteinen überdeckte Ebene aus. Beim Dorfe Maloretz in der Nähe von Tschernetz befinden sich Molasse-Hügel und ein durch Braunkohlen-Brand entstandener „Pseudo-Vulkan", beziehungsweise eine in Folge eines solchen Brandes entstandene „kraterförmige Einsenkung".

Die Karpathen, welche die Walachei im N. begrenzen, heisst es dann weiter, bestehen aus Granit, Gneiss, Glimmer- und Thon-Schiefer und aus Quarziten; auf diesen Felsarten ruhen rothe Sandsteine auf, nebst kohleführendem Kalke (in dem Referate des Neuen Jahrbuches 1841, S. 601 findet sich hier ein ?) ein blassgraues Gestein, das vielleicht auch dem Jurakalke beigezählt werden kann. Hin und wieder erscheint über jenen älteren Gebilden Karpathen-Sandstein. Ausserdem wird angeführt, dass weithin sich erstreckende Molasse-Ablagerungen und noch jüngere diluviale Bildungen die ausgedehnten walachischen Ebenen bedecken. Die Molasse im Norden der Diluvial-Ebene am Rande des Beckens bestehe aus Conglomeraten, aus verschieden gefärbten feineren Sanden, aus Thon und Mergel.

Auch der Boden der Moldau habe dieselbe geognostische Beschaffenheit wie jener der Walachei.

(18) **1840. Dr. Ami Boué.** La Turquie d'Europe. Paris (in vier Bänden). Im ersten Bande dieses grossen Werkes werden von S. 219—407 die geologischen Verhältnisse abgehandelt und zwar in systematischer Folge nach den Formationen, ohne auf die geographische Gliederung des Landes einzugehen.

Es werden zuerst die krystallinischen Schiefergesteine besprochen, sodann die grosstenheils unbestritten primären Kalke und Schiefer; von secundären Formationen wird das Auftreten der über den alten Schiefern liegenden rothen Sandsteine erwähnt, alle übrigen aber mit Einschluss der Nummuliten führenden Schichten zur Kreideformation gerechnet. Eine eingehende Besprechung erfahren dann die tertiären und noch jüngeren Ablagerungen und werden besonders die einzelnen Thalbecken speciell behandelt. Zum Schlusse werden die krystallinischen Massengesteine: Granit, Protogin, Syenit, Porphyr (Serpentin), Diorit, Trachyt besprochen. Dieser geologische Theil des Reisewerkes erschien auch für sich unter dem Titel Esquisse géologique de la Turquie d'Europe (Paris 1840).

Einigen an wissenschaftliche Institute abgegebenen Exemplaren dieses Werkes fügte der Verfasser auch eine geologische Manuscriptkarte bei, der erste nicht allgemein veröffentlichte Versuch, von dem geologischen Baue der Halbinsel ein übersichtliches Bild zu geben.

Boué's Werk ist für grosse Theile der Balkan-Halbinsel noch heute die einzige Quelle.

Boué's Manuscriptkarte wurde von Berghaus und von Johnstone in verkleinertem Masstabe veröffentlicht.

Ueber den Gegensatz zwischen Hippuriten-Kreide und den Schichten mit Nummuliten spricht sich Boué sehr ausführlich aus. Zuerst hebt er hervor die Uebereinstimmung des tektonischen Baues des Franz. und Schweizer Jura mit den Kreidegebieten Albaniens. Hier wie dort treten parallelverlaufende Thäler auf. Die Hippuriten-Kalke bilden lange Ketten. Die Streichungsrichtung sei wie in dem „Nummuliten-System" mit den Ketten parallel, nur das Verflächen sei sehr variabel, wie es bei den Falten nicht anders sein könne.

An der Küste des adriatischen Meeres treten stark gefaltete Nummuliten führende Gesteine auf. „Der Nummulitenkalk ist dicht oder thonig und weiss bis grauschwarz. Er enthält Feuerstein. Zwischen den Kalkketten liegen in den Thalzügen die mergelig sandigen Gesteine.

Es wird eine der wichtigsten Aufgaben der zukünftigen Forschungen im Bereiche der Balkanländer sein, die Frage über das Alter der Flyschgesteine zu lösen, welche durch das an so vielen Stellen der Schriften Boué's und Viquesnel's erwähnte Vorkommen von „Nummuliten“ in mancher Beziehung erleichtert werden könnte, da sich dadurch hoffentlich ein bestimmter Horizont fixiren lassen wird und so die Möglichkeit einer Gliederung der albanesisch-epirotischen - Flyschformation in eine zur Kreide und eine zum Eocän gehörige Abtheilung gefunden werden könnte.

(19) 1840. **G. K. Fiedler.** Reise durch alle Theile des Königreiches Griechenland in den Jahren 1834—1837.

Der Vorläufer der österreichischen Geologen. Derselbe hat auch das Othrys-Gebirge besucht und (erwähnt z. B. schon die Serpentin- und Hornstein-Vorkommnisse in den Flysch-Gesteinen dieses Gebirges.

(20) **1841. Grisebach:** Reise durch Rumelien (1839), Göttingen. 2 Bde.

Dieses hochinteressante Reisewerk des geistreichen Botanikers enthält viele Bemerkungen über die geognostische Beschaffenheit des von ihm durchzogenen Landes, von welchen die wichtigeren hier angeführt werden sollen. I. Bd., S. 106 von Constantinopel bis Rodosto ein grauer, lockerer, massiger Sandstein, der in einen milden Lehmboden verfällt.

S. 113. Von Rodosto nach Malgara herrscht ein rother schwerer Thon wie in den grossen thessalischen Becken.

S. 125. Im Westen von Malgara steht Kalk an, hierauf folgt ein bunter Mergelschiefer, der bei Bulgaköi auf massigem Sandstein auflagert. (Auf Boué's Manuscriptkarte finde ich hier „Wienersandstein“ in mehreren kleinen Flecken eingezeichnet und Hochstetter nimmt das ganze betreffende Gebiet als Eocän an.)

S. 164. Die Klosterberge von Enos bestehen aus zwei geognostischen Formationen: einem rothen Porphyr und einem daraus entstandenen Conglomerate.

S. 193. Cap Marogna (auf seiner Fahrt von Enos nach Athos berührt) „eine Porphyrwand“, Kalkstein ist zu beiden Seiten angelagert.

S. 211. Glimmerschiefer und Marmor sind die herrschenden Gebirgsarten der Insel Thaso.

S. 244. Die geschichteten Kalksteine bei Pandocratoros stimmen nicht mit den Athos-Marmoren überein (Hagion Oros) und „ruhen unmittelbar auf dem Glimmerschiefer, der fast die ganze Halbinsel zusammensetzt. Gerade an dem Hafenplatze ist dieses Lagerungsverhältniss vollständig aufgeschlossen und man kann in der schrägen Berührungslinie beider Felsarten die jüngere Bildung dieses Kalksteines erkennen.“

S. 263—266. Ueber die Marmor-Einlagerungen zwischen den steilaufgerichteten Glimmerschiefern. Weist hin, dass das Schichtenstreichen die Axe des Gebirgszuges unter 50—80° schneidet (264).

S. 323—329. Speculationen über die Aufrichtung der Athos-Gesteine. (unter dem Wirken vulkanischer Kräfte). Grisebach kommt zu dem Schlusse, „dass der Hagion Oros mit den Gebirgen des südlichen Thracien und Macedonien gleichzeitig gehoben sei“.

Grisebach gibt auch ein Ideal-Profil in der Längsaxe des Hagion Oros, in welchem die Athos-Marmore discordant den Glimmerschiefern eingelagert erscheinen. Gegen Pavlu zeichnet er einen „von Feldsteinmasse durchdrungenen Quarzfels“ mit Chloritresten und Glimmerschuppen zwischen Marmor und Glimmerschiefer ein.

S. 339. Ueber die Schiefer und Kalke im nördlichen Theile der Halbinsel.

II Bd., S. 9. Die Halbinsel Chalcidice ist „ein grosser Felsblock aus Glimmerschiefer, der an einigen Orten in Thonschiefer übergeht“.

S. 93—101. Ueber die Kalktuffbildungen bei Vodena.

S. 108—143. Orographische Uebersicht des Scardus und Pindus.

S. 112. Spricht Grisebach von einer durch ganz Rumelien von den Alpen aus fortgesetzten Gebirgskette. Die dinarischen Alpen reichen bis in die Gegend von Novibazar.

S. 126 ff. Die Ringbecken werden ausführlicher besprochen und wird dabei auf Boué verwiesen.

S. 159. Besteigung des Nidscheberges bei Ostrovo: Glimmerschiefer mit (discordanter) Auflagerung von körnigem und ungeschichtetem Kalk, der ganz und gar jenem vom Athos gleichen soll. (Profil.)

Kalkandelen.
Ljubatrn.
Kobelitza.
Prisren.
Bastrik.
Vereinigung des weissen mit dem schwarzen Drin.
Wasserscheide zwisch. Drin und Matja.
Eintritt in das Becken an der Drinmündung.
Scutari.
Küstenkette v. Montenegro.
Spiegel der Adria.

1. Glimmerschiefer.
2. Kalk von St. Athanasio.
3. Kalk der Ljubatrn und der Kobelitza.
4. Kalkformation der Bastrik.
5. „Jaspis"-Formation.
6. Serpentin.
7. Diorit.
8. Kreide.
9. Ablagerungen des Beckens von Skutari.

S. 183 ff. gibt Grisebach eine Darstellung von einer Art Symmetrie der südeuropäischen Gebirge. Die Seealpen und die albanesischen Gebirge betrachtet er als die beiden Endstücke des grossen alpinen Halbzirkels. Das Rhonethal vergleicht er mit der Morava-Vardar Furche, die Auvergne mit dem Augitporphyrplateau bei Sofia, die Cevenen mit dem Orbelus, die Pyrenäen mit der Rhodope, u. s. w.

S. 195. Die Granitkuppe des Peristeri westlich von Bitolia.

S. 209. Glimmerschieferhügel unmittelbar im NW. von Bitolia.

Grisebach ging dann über Prilip (Perlepé).

S. 243. Steile weisse Kalkfelsen „mit eingesprengtem Marmor".

S. 250 u. S. 271 wird das Vorkommen weisser Kalke am Ljubatrn erwähnt.

S. 279. Beim Kloster St. Athanasio, einem Vorberge des Scardos: weisser, dem Glimmerschiefer angelagerter Kalkstein, der jünger sein soll als jener des Ljubatrn. Er enthält keine Spur von Versteinerungen.

S. 295. Auch am Kobelitza, unweit des Scarduspasses, werden schon Kalkfelsen angegeben, deren Verhältniss zu den Schiefergesteinen schon Boué beschreibt. Von geognostischen Bemerkungen auf der Reise von Prisren nach Scutari findet sich nur eine ausführlichere:

S. 336 ff. wird das ausgedehnte Vorkommen eines „glimmerführenden jaspisartigen Gesteines erwähnt und dasselbe für durch Hitze veränderten Thonschiefer erklärt. Die höchsten Kuppen des Gebirges bestehen aus Dioriten („welche aus der grossen Jaspismasse hervorgetrieben zu sein scheinen"). Auch das Vorkommen von Gabbro und Serpentin wird besprochen. Man vergl. darüber Boué 1876, S. 4, 5.

S. 343 findet sich ein Profil vom Schar bis an das adriatische Meer, welches ich hier in getreuer Nachbildung verkleinert beifügen zu sollen glaube.

(21) 1842. **Aug. Viquesnel:** Journal d'un voyage dans la Turquie d'Europe. Mémoires de la soc. géol. de France T. V. S. 35—127, mit einer Karte eines Theiles von Serbien und Albanien.

In dieser Arbeit werden die in Serbien, Bosnien, Albanien und Mösien mit Boué zurückgelegten Reise-Routen in geologischer und topographisch-geographischer Weise beschrieben. (Zw. Belgrad, Üsküp und Scutari.) Zur Unterscheidung kommen: 1. Alluvium,

2. jüngere Tertiär-Ablagerungen, lacustrine Ablagerungen in vielen bekannten Becken sowohl, als auch jene der Zuflüsse der Donau,

3. marine Tertiär-Ablagerungen in Serbien,

4. Kreide-Ablagerungen, welche in Serbien grosse Ausdehnung besitzen.

So wird in NW.-Serbien der Medvednik (W. von Valievo zur Kreide gerechnet (Schieferthone, Kalke und Sandsteine).

In Albanien werden die Dolomite des Prokletia, Visitor und anderer zur Kreide gerechnet.

Die untere Grenze der Kreide sei schwierig festzustellen.

Schichten zwischen dem Gneiss und sicher secundären Gebilden bilden die Kette des Goliesch (Pristina W.), des Schar und des Karschiaka (Üsküp SW.). Krystallinische Schiefer und Gneiss treten auf zwischen Kragujevatz, Kruschevatz und Botunja, am Kopavnik und am Jakova (Maglitsch SW.), am Schar und im Defilé von Katschanik.

S y e n i t e werden angeführt vom Kopavnik, D i o r i t e bei Kragujevatz und zw. Karanovatz und Novi-Bazar in der Kopavnik-Kette.

S e r p e n t i n e werden sowohl im Gneiss als auch im Kreide-Gebiete erwähnt, P o r p h y r e z. B. vom Avala und bei Rudnik.

T r a c h y t e am Ibar bei Novi-Bazar und Raschka, bei Mitrovitza und an anderen Orten.

Auch S. 109 führt Viquesnel an, es sei nicht unmöglich, dass Kreide in Talkschiefer übergehe, ähnlich so wie diess auch Broblaye und Virlet auf Morea angenommen haben; wenn ich die dem Viquesnel'schen Reise-Journal beigegebene Karte [1]) mit der mir durch Prof. Pančič von Belgrad zugegangenen Karte von Serbien vergleiche, so ergeben sich immerhin wesentliche Unterschiede. So bezeichnet Viquesnel den ganzen Gebirgszug südlich von Belgrad vom Avala angefangen bis über die serbische Morava und über den Ovtschar als Kreide und lässt dieselbe mit Ausnahme eines grossen und weiten Tertiärbeckens Baniani-Valievo bis an den Drin hinreichen, das ganze westliche Land erfüllen, mit Ausnahme einer Insel aus krystallinischen Gesteinen, welche von Pojega über den Brvenik und weiter in einem schmäleren Streifen, nördl. von Raschka hinzieht bis zum Kopavnik, hier in Zusammenhang kommt mit den krystallinischen Bildungen Ober-Mösiens und nordwärts über den Jastrevatz hin bis in die Gegend von Jagodin reicht. Ausserdem werden nur noch die verschiedenen Eruptiv-Gesteine, Syenit, Diorit, Trachyt, sowie Serpentine ausgeschieden.

(22) 1844. — — Journal d'un voyage dans la Turquie d'Europe. Mém. de la soc. géol. de France, II. Serie, T. I., S. 207—303. Mit einer Karte von Macedonien, eines Theiles von Albanien, Epirus und Thessalien.

Extrait d'un mémoire sur la Macédoine et l'Albanie: Bull. de la soc. géol. de France, Vol. XIV, S. 287.

In dieser Abhandlung werden die Routen in Macedonien, Hoch-Mösien und Albanien beschrieben. Was die geologischen Ausscheidungen auf der Karte anbelangt, so geht er (resp. Boué) nicht weiter, als bei der Karte von 1842. Körnige Kalke, zuckerkörnige Dolomite, palaeozoische Thonschiefer, Talkschiefer und echte krystallinische Schiefer werden als nicht immer bestimmt abzugrenzen zusammengefasst.

---

[1]) Dr. A. Boué führt in seiner Abhandlung: Ueber die Fortschritte des Wissens etc., Sitz.-Ber. d. k. Ak. d. Wissensch., Bd. LXXIV, Juli.-Heft an, dass Viquesnel nie eine geologische Colorirung unternommen, sondern dass er immer ihm (Boué) diese Mühe überlassen habe.

Die betreffenden Gebiete sind auch auf meinem Uebersichtskärtchen hauptsächlich auf Grundlage der Viquesnel-Boué'schen Karte eingezeichnet. Ob etwas und wie viel den palaeozoischen Formationen zugehört, wie wohl mit Wahrscheinlichkeit anzunehmen, das anzugeben wird Aufgabe künftiger Forschung sein. Boué vermuthet (1870 S. 88), dass im westlichen und südlichen Macedonien solche Gebilde auftauchen dürften. Gewisse Vergesellschaftungen von Glimmer- und Talkschiefer mit körnigem Kalk, so bei Troyak Prilip NO., am Berge Nidsche, am See Ostrovo, am Vladova-Passe und in der Vlako-Klissura dürften dahin zu rechnen sein, während die Berge von Kastoria, zum Presba-See, die Suha-Gora aus Chlorit- u. Glimmerschiefer mit Protogin-Einlagerungen bestehen sollen. Die krystallinischen Massen des Rilo- und des Perim-Dagh sollen zum Theile auch aus Gneiss bestehen, der mit Amphiboliten und Leptyniten (Granuliten) wechsellagern soll.

Was die Kreideformation anbelangt, so unterscheidet Viquesnel Hippuriten-Kreide (eine Kalk-Facies) und Nummuliten-Kreide: sandige Kalke, schieferige Sandsteine und Mergel offenbar von ausgesprochener Flysch-Facies, wobei nur festzuhalten ist, dass echte Nummuliten vielfach mit Orbitoiden und Orbitolinen verwechselt wurden, und Boué selbst gibt in einer späteren Arbeit eine solche Verwechslung zu.

Andererseits führt Boué z. B. bei Dresnik und Meletjan (Becken von Ipek) einen plattigen Kalk an, der Hippuriten, Nummuliten und Korallen einschliesst.

Was die Karte über Macedonien, Albanien und Epirus anbelangt, so ist es bedauerlich, dass die Autoren in der Kreidezone nicht wenigstens die Kalk- und die Sandstein-Schiefergesteine (den Flysch) auszuscheiden versucht haben.

(23) **1844. W. N. Clay.** On the iron ore or iron sand of Samakoff. Civ. Eng. Inst. Proc. III., S. 230—240.

(24) **1846. Freiherr von Herder.** Bergmännische Reise in Serbien. (Im Jahre 1835.) (Pest, 1846.)

Freiherr von Herder unternahm im Jahre 1835 eine Reise zur Untersuchung der Erz- und Quellen-Districte Serbiens. Seine „Reiserelationen" erschienen erst 1846 im Drucke und sind grundlegend für die geologischen Forschungen in den von ihm bereisten Landestheilen geworden. Auch bei neueren Darstellungen ist man genöthiget, auf seine gedrängt kurzen Bemerkungen zurückzugreifen.

Schon Herder hat die ausgedehnten Serpentin-Vorkommnisse am Ibar, die weite Verbreitung krystallinischer und halbkrystallinischer Schiefergesteine im südlichen und südwestlichen Serbien, das Verhältniss der Erzlager zu den älteren Eruptivgesteinen u. s. w. dargestellt. Erwähnt sei seine Angabe in Bezug auf das angeführte Serpentin-Vorkommen. S. 98 sagt er: Bei Studenitza liegt Sandstein „auf Glimmerschiefer mit Kalksteinlagern und auf ihm liegt Serpentin, als gehörte er zur Formation des letzteren." Seine Angaben bezüglich der mit Thonschiefern wechselnden Glimmerschiefer an der Drina scheinen in guter Uebereinstimmung mit den neueren von Tietze am gegenüberliegenden Ufer in Bosnien studirten Verhältnissen zu stehen. Zwischen Krupanj und Waljewo spricht Herder von Uebergangs-Thonschiefern und Uebergangs-Kalken. Zwischen Maidan und Rudnik führt er ein Eruptivgestein-Vorkommen („Syenit") an. Endlich sei auch noch erwähnt, dass er auf dem Wege von Milanovac nach Brsa-Palanka (an der Donau) auf den Glimmernschiefern grauen Kalk und Karpathensandsteine aufgelagert angetroffen hat.

(25) **1846. Josef Abel** u. Freiherr von Ransonet, Innerösterr. Industrie- und Gewerbeblatt Nr. 56 (15. Juli 1846) vermuthen, dass in Bosnien im Senitza-Thale in der Teufe Schwarzkohlen vorkommen dürften.

(26) **1847. A. Boué.** Ueber die Nummuliten-Ablagerungen.

Berichte über die Mitth. von Freunden v. Naturwissensch., III. Bd., S. 446 ff.

Ueber Nummuliten- und Hippuriten-Schichten in Albanien. „Nummulitenkalk mit Hippuritenfragmenten" im Becken von Ipek und Prisren. Profil des Gubar-Berges zw. Elbassan und Tirana in Nord-Albanien

(27) **1847. A. Viquesnel.** Remarques relatives aux roches crétacées de Gouzinié (Haute-Albanie).
Bull. de la soc. géol. de France, II. Ser., T. IV., S. 426.

(28) — — **D. Wolf.** Ansichten über die geognostisch-montanistischen Verhältnisse Bosniens. Gran, 1847. (30 S.)
Bereiste 1841—42 theils allein, theils als Begleiter der damals in Bosnien bestehenden geognostischen Expedition das Land und sammelte manche Erfahrungen in Bezug auf montanistische und geognostische Verhältnisse. — Eisenerze bei Foinitza, Quecksilber bei Kresevo (Wolf vergleicht das Vorkommen mit jenem von Idria), ein Bleiglanzlager „im Grünstein" bei Varesch, Kohlen (Senitza und Serajevo), Steinsalz im östl. Bosnien etc. — Kalkgebirge im Livnoer District.

(29) **848. A. Boué** über Viquesnel's Reise im Jahre 1847. Berichte über die Mitth. von Freunden d. Naturwissensch. in Wien, IV. Bd., S. 75—83. Enthält auch Bemerkungen über das Relief der Balkan-Halbinsel.

(30) — — **O. Sendtner.** Reise nach Bosnien. Das Ausland. 1848.
Sendtner führte eine botanische Reise aus von Spalato über Sign und Livno an den Verbas und nach Travnik. Von Travnik bei Pruschatz und Scopia führt er schon das Vorkommen palaeozoischer Bildungen an. Er besuchte dann das Bosnathal, wo er das Vorkommen von Mergeln und quarzigen Sandsteinen (Fyschformation) und das Auftreten von Serpentin, Gabbro, Omphacit, Eklogit und Diorit bei Vranduk und Zebsche constatirte. Weiters beschreibt Sendtner die Gegend von Tusla, Gradaschatz, Derbent als aus Molasse, Sand und Conglomeraten bestehend.

(31) **1850. A. Boué.** Ueber die physische Möglichkeit, leicht Fahr- und Eisenbahnwege in der europäischen Türkei anzulegen. Sitz.-Ber. 1850. S. 259—266.

(32) — — Ueber die Höhe, die Ausbreitung und die jetzt noch vorhandenen Merkmale des Miocän-Meeres in Ungarn und vorzüglich in der europäischen Türkei.
Sitz.-Ber. der k. Akad. der Wissensch., Aprilheft 1850, S. 382—397, mit 2 Profilen auf Taf. IV.
Nimmt an, dass das Moravathal in Serbien den Communications-Canal zwischen dem Miocän-Meere Ungarns und jenem im Südosten Europas vorstelle, vor allem mit dem walachischen Becken durch einen breiten Canal in Ober-Mösien bei Bania. Dabei wird ein Wasserstand von 1600—2000' Höhe über dem heutigen Meeresspiegel angenommen.
Die thessalische Bucht habe mit dem ägäischen Meere über Volo hin im Verbindung gestanden. Die Höhe, in welcher Ufer-Felsen des Miocän-Meeres in Serbien bei Niš und Pirot, im Becken von Philippopel und Adrianopel und am Olymp angegeben wurden, würde mit dem angenommenen Niveaustande übereinstimmen.

(33) — — Bemerkungen über sein Werk: la Turquie d'Europe etc. Paris, 1840 und einen der k. Akademie überreichten geographisch-geognostischen und ethnographischen Atlas der europäischen Türkei, bestehend aus 13 Karten. Sitz.-Ber. 1850. (Darunter war auch die Karte von Viquesnel über Ober-Mösien und eine spätere desselben Autors über Thracien, die Rhodope und den östl. Theil von Ober-Mösien.) Ohne weitere geognostische Details.

(34) — — **M. Viquesnel.** Notice sur les voyages et les collections de M. Hommaire de Hell (1846).
Bull. de la soc. géol. de France. 2. Serie, T. VII., S. 491.
In der Nähe des Eruptivgebietes soll unter anderem nach Hommaire de Hell bei Kilia auch die Kreideformation auftreten.

(34 a) — — S. 514: Note sur l'emplacement du Bosphore à l'époque du dépôt du terrain nummulitique.

(35) **1851.** — — Ibid. S. 482. Observations sur les alluviens aurifères des cours d'eau de la Turquie d'Europe et les exploitations auxquelles elles ont donné lieu. Ibid. S. 508: Extrait d'une lettre sur les environs de Constantinopel, adressée à M. Degousée.
Ueber Charakter und Ausdehnung der palaeozoischen, tertiären und quaternären Bildungen.

(36) — — Bull. de la soc. géol. de France. 2. Serie, T. VII., S. 515—532 werden Hommaire de Hell's Materialien abermals besprochen. Die Orbitolinen-

(Orbitulites) Vorkommnisse bei Inada am schwarzen Meer. Am Cap Emineh fand er Kalke mit Fucoiden.

Miocäne Bildungen vom Charakter des Steppenkalkes fand er z. B. bei Anchialu (unweit Burgos, Maktra-Schichte), bei Varna und Baltschik fand er Pliocän-Ablagerungen. Das Hauptwerk X. Hommaire de Hell's: Voyage en Turquie et en Perse, in vier Bänden, mit einem Atlas von 119 Tafeln in Gross-Folio, erschien in den Jahren 1853—59 in Paris.

(37) 1851. **Paul de Tchihatcheff.** Sur les dépôts nummulitiques et diluviens de la presquîle de Thrace. Bulletin de la soc. géolog. de France. 2. S., T. VIII, S. 297—313.

Handelt von den schon durch Viquesnel und Hommaire de Hell erwähnten Ablagerungen mit Nummuliten in der Nähe von Constantinopel in ihren Lagerungsverhältnissen gegenüber den devonischen Bildungen und den krystallinischen Schiefern.

(38) — — **Josef Abel.** Ueber den Bergbaubetrieb in Serbien. Jahrb. der k. k. geolog. R.-A., 1851. II. Hft., S. 57—67.

Ueber die Erzbauverhältnisse Serbiens. Meinungen über die Art des Vorgehens, um den serbischen Bergbaubetrieb zu heben. Die Verhältnisse um Maidanpek, Rudnaglava, Okna, Tanda, Czernaika.

Die von C. Heyrowsky 1847 ausgeführten Reisen und ihre Ergebnisse und auch v. Herder's Projecte werden — z. Th. abfällig — besprochen.

Im selben Bande findet sich eine Uebersicht der von verschiedenen Erzen erhaltenen Producte, von G. Brankovich (l. c. II. Heft, S. 174).

(39) — — **A. Boué.** Ueber das Erdbeben, welches Mittel-Albanien im October 1851 so schauerlich getroffen hat.

Sitz.-Ber. d. math.-nat. Classe. VII. Bd., 776—784.

Es wird auf die gestörten Flysch- und Miocänschichten hingewiesen, die Hauptrichtung der Erschütterungen scheint mit der „Richtung der älteren Erdspalten von NO—SW. parallel zu laufen" und vorzüglich häufig gegen Westen, manchmal bis nach Italien sich zu erstrecken. (M. vergl. Neues Jahrb. 1852, S. 241.)

(40) 1852. **A. v. Viquesnel.** Exploration dans la Turquie d'Europe; description des montagnes du Rilo-Dagh et du bassin hydrographique de Lissa. Mit 1 Karte.

Bulletin de la société de geographie. 4. Série, Vol. IV., S. 549.

(41) — — **A. Boué.** Sur l'Etablissement de bonnes Routes et surtout de Chemins de fer dans la Turquie d'Europe. Vienne, Braumüller.

(42) 1853. **Aug. Viquesnel.** Resumé des observations géogr. et géologiques faites en 1847 dans la Turquie d'Europe.

Bull. de la soc. géol. de France. T. X, S. 454.

(43) — — Remarque sur les dépôts de lignite tertiaire superieur d'Agatchili, sur le littoral de la mer Noire.

Bull. de la soc. géol. de France. T. XI, S. 17.

(44) — — **Mezières.** Le Pelion et l'Ossa.

Macht es nach Boué's Angaben wahrscheinlich, dass in den körnigen Kalken der thessalischen Küstengebirge organische Einschlüsse enthalten seien.

(45) 1854. **Paul de Tschihatcheff.** Dépôts paléozoiques de la Cappadoce et du Bosphore. Bull. de la soc. géol. de France. 2. Ser., T. XI, S. 402—417.

Rechnet die paläozoischen Ablagerungen am Bosporus auf Grundlage der Fossilreste zur unteren Abtheilung des Devon.

(45a) — — **F. Pančič.** Ueber Tertiär-Versteinerungen aus der Umgebung von Belgrad. Jahrb. d. geol. R.-A. 1854. Verh. 89.

(46) — — **A. Boué.** Recueil d'itinéraires dans la Turquie d'Europe. Wien. 2 Bde.

Enthält vorwaltend topographische Schilderungen.

(47) — — **A. Viquesnel.** Présentation de la Carte de la Thrace, d'une partie de la Macedoine et de la Moesie.

Bull. de la soc. géol. de la France. T. XII, S. 11. (6. Nov. 1854.)

(48) — — Présentation de quatre planches d'itineraires, encore inédites, faisant parte de l'atlas du voyage dans la Turquie d'Europe, l. c. T. XII, S. 36. (20. Nov. 1854.)

(49) 1856. — — Présentation de la 7. livraison du Voyage dans la Turquie d'Europe, avec une note applicative à l'appui. l. c. T. XIV., S. 249 (15. Dec. 1856).

(50) **1856. A. Boué.** Ueber das Erzrevier Maidanpek in Serbien. Bull. de la soc. géol. de France XIII, S. 63.

Kurze Notiz darüber im Neuen Jahrbuch für Miner. 1856, S. 710 bis 711. Boué berichtet über eine in Wien erhaltene „amtliche Mittheilung".

(51) — — **Capt. F. A. B. Spratt.** Route between Kustendje and the Danube. (With map.) London, geograph. Society 23. Juni 1856.

(52) **1857. Breithaupt.** Exposé über Maidanpek. Berg- und Hüttenmännische Zeitung, Bd. 57, S. 1—4, 13—15, 21—22. Neues Jahrbuch f. Mineralogie 1858. S. 87.

Bemerkungen über die Erzlagerstätten, die Bergbauverhältnisse und das Hüttenwesen.

In demselben Jahrbuche findet sich auch von Bergrath Breithaupt ein Vortrag über das muthmassliche Vorkommen von Steinsalz in Serbien. Hiebei wird auf das Auftreten von dreierlei Kalken hingewiesen, und zwar unterscheidet man (dem Alter nach): 1. einen schwarzen schieferigen Kalk, welcher „starke Reaction auf Steinsalz gebe" (wahrscheinlich der unteren Trias angehörend).

2. Den Staritzakalk mit Höhlen. Wird für das unterste Glied des Jurakalkes genommen. (Offenbar Kalk der Kreideformation: Caprotinen- und oberer Kreidekalk).

3. Den tertiären Kalkstein.

(53) **1857.** — — Alter Silber- und Bleibergbau zu Petrovi und an anderen Orten in Serbien. Berg- und Hüttenm. Jahrb. Freiberg, XI. S. 123.

(54) **1857. Capt. F. A. B. Spratt.** On the Geology of Varna and the neighbouring parts of Bulgaria. Quart. Journ. of the geol. Soc. XIII. S. 72—83.

Es wird berichtet über die geologische Beschaffenheit der Küste von Cap Emineh über Varna bis Köstendsche. Die später (m. vergl. v. Hochstetter, 1870, S. 401, 407) als sarmatisch erkannten Ablagerungen von Varna — (Foetterle, 1869, S. 191, gibt ihnen nur eine zu weite Ausdehnung) — werden besprochen. In einer Nachschrift wird angegeben, dass bei Baltschik an der Basis horizontal lagernde Mergel auftreten, über welchen Cardium ähnliche Zweischaler führende weisse Mergel folgen, (welche für Brackwasser-Ablagerungen erklärt werden) und nach aufwärts übergehen im Mergel, welche reich sind an Süsswasser-Conchylien (Planorbis, Limnaeus, Paludina, Cyrena und Helix). Die liegenden, fossilienreichen, sehr feinkörnigen Sandsteine und sandigen Mergel werden der Eocän-Formation zugerechnet. Sie enthalten Kalkbänke eingelagert, führen zahlreiche Nummuliten und erstrecken sich bis Mangalia. Bei Allahdyn (w. v. Varna) werden interessante säulenförmige Felsformen des Nummulitenkalkes besprochen und abgebildet. Die Ablagerungen an der Küste des schwarzen Meeres in Bulgarien werden schliesslich in ihrer Aufeinanderfolge mit jenen in der Krim verglichen und wird auf die Uebereinstimmung der Bildungen hingewiesen.

(55) **1857.** — — On the freshwater Deposits of Euboea, the Coast of Greece and Salonika. The Quarterly Journ. of the geol. Soc. of London. XIII. Bd., S. 177—184.

Unter anderem auch Angaben über das Auftreten von Süsswasserschichten (mit Paludina und Limnaeus) bei Leftemchori (Letochori), sowie von marinen Tertiärablagerungen nahebei, und von Süsswasserablagerungen beim Cap Karabunar gegenüber der Mündung des Vardar.

Am Cap Karabunar fand Spratt in einem rothen Lehm — (viell. gleichalterig mit dem Pikermi-Lehm, viell. noch jünger nach L. Burgerstein) — Reste einer grossen Giftschlange, welche von Owen (l. c. S. 196) als Laophis crotaloides genannt wurde.

Auch über das Auftreten einer ausgedehnten Süsswasserablagerung auf der Halbinsel Gallipoli berichtet Spratt in dieser Abhandlung: horizontale Bänke von grauen und grünlichen Mergeln, erdigem Kalkstein, Sanden und Sandstein, bis zu 800 Fuss Mächtigkeit, treten an beiden Seiten der Dardanellenstrasse auf.

(56) **1858.** — — On the Geology of the North-coast Part of the Dobrudscha.

Quart. Journ. of the geol. soc. XIV. S. 203—212. Cap. Spratt gibt geologische Profile: 1. Von der Ostküste des Cap Media, wo über fossilienführenden Kalken secundären Alters und den nördlich davon auftauchenden alten Schiefern brauner Mergel der „superficial series" (Lias) auftritt.

2. Von der Südwestküste des Kanara-See's nächst Köstendsche. Auch hier treten „sarmatische“ Kalke auf und südlich davon Kreide und Kreidemergel, welche überlagert werden von „tertiären Sandsteinen“ und den erwähnten Lehm-Ablagerungen (Löss).

3. Bei Köstendsche selbst werden über „tertiärem Muschelkalk“ und einer Süsswasserablagerung Lehmmassen angegeben. In einem weiteren Detail-Profil wird der tertiäre Kalk (oolitisch) für marin erklärt und darüber muschelführende Sandsteinbänke gezeichnet. Peters führt in seinen Grundlinien der Geologie der Dobrudscha an, welch' hohen Werth diese Beobachtungen besitzen.

(57) 1858. **Capt. F. A. B. Spratt**. On the freshwater Deposits of the Levant. l. c. S. 212—219.

In dieser Abhandlung wird unter Anderem, unser Gebiet nicht betreffendem, auch ein detaillirtes Profil der Insel Marmara angegeben (S. 213). Intrusiver Porphyr-Granit bildet den Kern, graue, blaue und dunkle Thonschiefer bilden das Liegende, — unter welchen Kalk, ungefältete Glimmerschiefer im Südwesten auftreten, — dunkelgrüne Schiefer das Hangende. In den letzteren treten Granitgänge auf. Eine zweite kleinere Granitmasse tritt im Nord-Westen auf und wird von weissen krystallinischen Kalken und von mit Thonschiefern wechsellagernden Marmoren überlagert.

(58) 1859. **Max v. Hantken.** Ueber Serbiens Bergbau. Ber. über d. erste allg. Vers. v. Berg- und Hüttenmännern zu Wien, 1858.

Die Erze werden mit dem 300 Klafter mächtigen Porphyrgange in Zusammenhang gebracht und wird hervorgehoben, dass derselbe überaus zersetzt sei.

Dr. Tietze hat später das sichere Vorkommen von Quarztrachyt und Hornblende-Andesit bei Maidanpek constatirt, während er von den Porphyren „nicht viel deutliches gesehen“ hat. Cotta stellte auch diese Gesteine zu seinen so Verschiedenartiges umfassenden Banatiten.

(59) — — **M. V. Lipold.** Ueber die geologische Zusammensetzung eines Theiles des Kreises Cattaro in Dalmatien u. des benachbarten Theiles von Montenegro. Verhandlungen d. geol. R.-A. 1859, S. 23—27.

Drei Profile werden vom Meere aus bis gegen Cetinje hin (auch darüber hinaus nach Rjeka) beschrieben. Nach denselben treten am Meere eocäne Bildungen: Mergel und Sandsteine, sowie Conglomerate mit Nummuliten (z. Th. widersinnig einfallend) auf. Darunter liegt Kreide mit Rudisten. [Die Hornstein führenden Kalke, welche Lipold gleichfalls zur Kreide rechnete, stellt v. Hauer (Erläuterungen zur geol. Karte v. Oesterr. 1868, S. 442) zur Trias]. Jura tritt in einzelnen Zügen auf. Eine grosse Ausdehnung gewinnen dann landeinwärts Kalke und Dolomite, welche von Lipold als „Dachsteinkalke“ bezeichnet und zur „Liasformation“ gerechnet werden. Die Kalke im Inneren von Montenegro hält Lipold für „Triasbildungen“ und stellt sie in die Reihe der „oberen alpinen Trias“, u. zw. zu „den Hallstädter Schichten“.

Nach den neuesten Reiseergebnissen Dr. Tietze's (m. vgl. 1881) gehört die Hauptmasse der Kalke zur Kreide und treten Triasbildungen einerseits zwischen dem See von Skutari und dem Meere, andererseits erst nahe der Landesgrenze am Dormitor auf, der über paläozoischen und Werfener Schiefern sich erhebt, wodurch die Beobachtungen G. Kovalevski's[1]), welche Boué (Esquisse S. 59) anführt, — ich konnte die dieser Angabe zu Grunde liegende Quelle nicht zu Gesicht bekommen — als zu Recht bestehend erwiesen werden.

(60) 1860. **F. A. B. Spratt.** On the freshwater Deposits of Bessarabia, Moldavia, Walachia and Bulgaria.

Quarterly Journ. of the geol. soc. XVI. Bd., S. 281—292.

---

[1]) G. Kovalevski fand an den östlichen Abhängen des Kom „talco-quarzhältige Gesteine.“ Ausserdem sah Kovalevski Kalke und Mergel der unteren Kreide, analog jenen in der Hercegovina. Die Kette des Kom, Dormitor und Kutschi-Kom ist ein Kalk-Dolomit-Gebirge, das sich über schieferigem Gesteine erhebt, Gesteine, welche das Aussehen von [echten Chlorit- und Talkschiefern haben sollen. Auch Serpentin und vielleicht auch Diorit sollen in der Nähe anstehen.

Spratt weist auf die grosse Ausdehnung von „See-Ablagerungen im südlichen Theil der Walachei, der Moldau und Bessarabiens" hin.

Er bringt eine Reihe von Profilen:

1. von Bolgrad am Yalpuk-See in Bessarabien. Hier liegen zu unterst Sande und Thone, darüber Sande und sandige Mergel mit Süsswasser-Muscheln und Gyps. (Woodward gibt ein Verzeichniss der gefundenen Formen; es finden sich darunter: *Paludina*, *Valvata*, *Melanopsis*, *Neritina*, *Limnaeus*, *Cardium* und *Dreissena*).

2. u. 3. von der West- und Ostseite desselben See's zeigen ähnliche Verhältnisse unter der Löss-Decke;

4. am rechten Donau-Ufer bei Tultscha treten unter dem Löss geneigte Lagen von Kalkschiefern, und unter diesen Quarzit auf, während darunter, die höchste Erhebung bildend, ein als Trap bezeichnetes Gestein (offenbar der Quarz-Porphyr Peters 1867) angegeben wird;

5. von der Donau über Besch Tepe, die Rasim-Lagune zur Popin-Insel. Der Besch Tepe wird als aus steil aufgerichteten harten Schieferfelsen, dunkeladrigen Thonschiefern und Kalkschiefern zusammengesetzt angegeben. Letztere setzen auch die Popin-Insel zusammen. Sie werden als wahrscheinlich der Triasformation entsprechend bezeichnet. Endlich

6. wird ein Schnitt in der Gegend von „Jeni Keri" unweit des Baba Dagh geführt gegen den See Raselm (Rasim). Hier liegen rothe Conglomerate zu unterst, darüber compacte Kalke (halbkrystallinisch), und über diesen Kalkschiefer, welche der Kreide zugerechnet werden (mit Inoceramen).

Auch dieser Beobachtungen gedenkt Prof. Peters (1867) rühmlichst.

(61) 1860. **Fr. R. v. Hauer.** Ueber die Verbreitung der Inzersdorfer (Congerien-) Schichten in Oesterreich. Jahrb. d. k. k geol. R.-A., XI. Bd., S. 1—10.

Durch Cap. Spratt's Untersuchungen hauptsächlich angeregte vergleichende Betrachtungen über die Beziehungen der österreichischen Tertiär-Ablagerungen zu jenen in den Ländern an den Ufern des schwarzen Meeres.

(62) 1862. **Josef Szabó.** Egy continentális emelkedés és sulyedésről Európa délkeleti részén („Ueber eine Erhebung und Senkung des Festlandes im südöstlichen Theile von Europa"). In den ungarischen Akademie-Schriften.

Auch im Quarterly Journal 1863, XIX. Bd., S. 113 im Auszuge („On the Pleistocene and Recent Phenomena in the South-East of Europa").

Prof. Szabó reiste die Donau abwärts an das schwarze Meer zum Zwecke des Studiums der jüngsten Ablagerungen. Er schliesst aus den Löss-Bruch-Wänden an den Ufern des schwarzen Meeres und am Kilia- und St. Georg-Arme der Donau-Mündungen auf eine Ausdehnung des einstigen Löss-Gebietes über einen Theil des schwarzen Meeres, und vertritt die Ansicht: das Balkan-Dobrudscha-Gebirge habe einst mit dem Gebirge der Halbinsel Krimm in einem innigen Zusammenhange gestanden (man vergl. über diese Frage auch unten die Abhandlung Cap. Spratt's).

(63) 1863. **Dr. Carl Peters.** Bemerkungen über die Bedeutung der Balkan-Halbinsel in der Liasperiode. Sitz.-Ber. d. k. Ak. d. W., XLVIII. Bd.

Es wird die Frage erörtert, ob auf der Balkan-Halbinsel alte Festländer nachgewiesen werden können, analog jenen des hercynischen Massiv's, des Central-Plateau's von Frankreich, der Vogesen-Schwarzwald-Masse und anderer kleiner Massen dieser Art. Trotz wesentlicher Unterschiede, welche zwischen diesen Gebirgs-Massen und gewissen Theilen der Balkan-Halbinsel bestehen, wird doch nachgewiesen, dass es in der That im südöstlichen Theile der Halbinsel mit der Westgrenze: ägäisches Meer, Hoch-Mösien, eine analoge Masse vorhanden ist, die während der mesozoischen Aera als Festland emporgeragt und dieselbe Rolle gespielt habe, wie jene anderen Grundfesten unseres Continentes. Die Frage, ob Theile dieses aus krystallinischen Schiefern und granitischen Gesteinen bestehenden, und durch ausgedehnte Durchbrüche jüngerer Eruptiv-Massen charakterisirten alten Festlandes die Rolle von Centralstöcken, ähnlich jenen in den Alpen, gespielt haben könnten, wird erörtert und nach den von Viquesnel gemachten Angaben über Protoginmassen zwischen Resna und Kastoria als möglich, ja „sogar wahrscheinlich" angenommen, dass dies der Fall sein könnte. Solche Stöcke müssten jedoch, wenn überhaupt vorhanden, nach den jüngeren

Eruptivmassen (nach Boué's Angaben) zu schliessen, auf die westliche Grenze von Macedonien beschränkt gewesen sein.

Wenn (S. 6 d. Sep. Abdr.) angeführt wird, dass sich dieses südosteuropäische Festland ausser durch seinen Bau auch durch die eigenthümliche Natur seiner jüngeren Eruptivgesteine vom Centralplateau von Frankreich unterscheide, so scheint mir hingegen gerade in dem Durchbrechen dieser letzteren durch die älteren Gesteine eine recht auffallende Uebereinstimmung mit den Verhältnissen im Central-Plateau Frankreichs zu bestehen.

(64) 1863. **K. Peters** gibt in den Verhandlungen der k. k. geol. R.-A. v. 3. XI, 1863 einen ersten Bericht über den geolog. Bau der Dobrudscha (l. c. S. 117), auf Grund der von Herrn Zelebor gesammelten Gesteinsproben, sowie der von J. Szabó und von Tchihatcheff eingesandten Versteinerungen aus der Gegend von Czernawoda und Köstendsche, und betont die Wichtigkeit einer geologischen Untersuchung des Dobrudscha-Gebietes.

Das Vorkommen von Trias- und Liasgestein, von augitischen Eruptivgesteinen, von tertiären Sandsteinen nach Zelebor's Aufsammlungen, von ober-jurassischen Kalken, von Kreide- und Cerithienschichten nach den Fundstücken der beiden anderen Forscher wurde schon dadurch constatirt.

(65) — — **Ferdinand Roemer.** Geognostische Bemerkungen auf einer Reise nach Constantinopel und im Besonderen über die in den Umgebungen von Constantinopel verbreiteten devonischen Schichten.

Neues Jahrbuch für Miner. etc. 1863, S. 506.

Aufschlüsse in den Thonschiefern, Grauwacken und Nierenkalken werden besprochen und auf Grund der Untersuchungen der Nachweis zu erbringen gesucht, dass diese Ablagerungen nicht der unteren Abtheilung des Devon angehören, wie P. de Tchihatcheff angenommen, sondern zum mittleren und oberen Devon gestellt werden müssen.

(66) 1864. **Dr. A. Boué.** Der albanesische Drin und die Geologie Albaniens, besonders seines tertiären Beckens. Sitz.-Ber. der k. Akad. der Wissensch., XLIX. Bd. (2. Jänner 1864.)

Kreidekalke und Sandsteine (als Eocän bezeichnet, offenbar Flysch-Sandsteine oder Macigno [1]) herrschen im nördlichen Albanien. In Süd-Albanien und Epirus herrschen dagegen die letzteren weitaus vor (wodurch eine vollkommene Uebereinstimmung mit den von Bittner-Neumayr im nördlichen Griechenland studierten Verhältnissen hergestellt erscheint). Das Auftreten von Miocän-Ablagerungen bei Kroja und Tyrana wird sichergestellt. (Durch die Aufsammlungen der Herren v. Hahn und Ballarini.) Ueber die Kalksteingebirge im östlichen Albanien, im westlichen Macedonien und in Ober-Mösien spricht sich Boué dahin aus, dass dieselben zum Theile wenigstens aus Dachsteinkalk bestehen dürften.

(67) — — Geologie der europäischen Türkei, besonders des slavischen Theiles. 49. Bd. Sitz.-Ber. März, S. 310—322.

Berichtiget eine Reihe von durch neuere Forschungsergebnisse zweifelhaft oder unhaltbar gewordenen Anschauungen. Zum Theil auf Grund des Vorkommens von korallenreichen Kalke mit Orbitolinen und Cyclolithen in der Mitte Serbiens bei Drasscan westl. von Kragujevatz, hatte Boué den Karpathen-Sandstein Serbiens, sowie die an Serpentin- und Diallag-Gesteinen reichen Bildungen und die rothen verkieselten jaspisartigen Lager im Myrditen-Lande und am Pindus bei Metzovo, sowie im westlichen Thessalien, früher wohl ganz richtig zur Kreide gestellt, nun erklärt er sie, einer neueren Strömung folgend, für Eocän.

Die Belgradčiker Felsen möchte er „fast" für Eocän halten, meint jedoch, dass sie auch der unteren Trias zugehören könnten, womit er auf jeden Fall der Wahrheit näher kam.

---

[1]) In einer im Jahre 1879 erschienenen Schrift: „Ueber die Oro-Potamo-Limne und Lekavegraphie des Tertiären der europäischen Türkei" (Sitz.-Ber. LXXIX. Bd., April 1879) berichtiget Boué (S. 31 d. Separ.-Abdr.) in humoristischer Weise seinen Irrthum betreffs der Zurechnung jener Sandsteine zum Eocän, welche sich ausser in der Schrift vom Jahre 1864 auch in seiner Abhandlung „mineral-geognostisches Detail" vom Jahre 1870 wiederfindet.

Sehr richtig ist die Darstellung der Verhältnisse in der Gegend von Selenigrad und Trn.

Ob alles das was Boué für Dachsteinkalk erklärt, wirklich dem Dachsteinkalke zugehört, ist sehr zweifelhaft. So konnte ich beispielsweise für die Suha-Planina bei Niš nachweisen, dass dieselben nicht aus Dachsteinkalken, wie Boué annahm, sondern in der That der Hauptsache nach aus Caprotinenkalken besteht.

(68) 1864. **Paul de Tchihatcheff.** Le Bosphore et Constantinople. Paris, 1864. (Mit einer geologischen Karte.)

Von S. 401—569 werden die geologischen Verhältnisse abgehandelt. Zuerst werden die eruptiven Gesteine besprochen (Dolerite, doleritische Conglomerate und Trachyt werden unterschieden).

Ausführlich werden die Verhältnisse der steil aufgerichteten devonischen Bildungen: Thonschiefer, Kieselschiefer, grauwackenartige Sandsteine und dunkle Knollenkalke dargelegt, ihre Ausdehnung und Fossilien-Führung erörtert, sowie die in ihnen auftretenden Dioritgänge beschrieben.

Von Tertiär-Ablagerungen spielen die schon erwähnten Nummuliten-Schichten die wichtigste Rolle, es sind Nummuliten- und Korallenkalke und thonigkalkige, cretacisch aussehende Gesteine.

Neben Nummuliten führt Tchihatcheff auch Orbitoïden an.

Am Derkos-See gibt er auch das Vorkommen einer marinen Miocän-Ablagerung an, welche jedoch nur als eine etwas abweichende Ausbildungsform der Eocän-Ablagerungen aufzufassen ist, wie denn auch, was übrigens Tchihatcheff selbst bemerkt, die darin vorfindlichen marinen Fossilien Eocän sind. Nur die wenigen Pflanzenreste wurden von Unger für jüngeren Datums erklärt. v. Hochstetter's Ausspruch (1870 S. 376), dass die tiefere Abtheilung der Wiener Neogenformation oder die mediterrane Stufe vollständig fehle (— es fehlen aber auch die unteren Glieder der sarmatischen Stufe —) besteht vollkommen zu Recht. Das Vorkommen von Steppenkalk-ähnlichen Bildungen wird angeführt. Hierauf das Vorkommen der „lacustrinen“ Schichten mit *Mactra*, sowie jenes der darüber folgenden mit *Melanopsis costata* und *Neritina*.

Aber auch das Auftreten von Pflanzen-Abdrücken wird erwähnt (bei Kumburghas).

Endlich werden auch die quaternären Alagerungen und das Auftreten von Ligniten (zwischen Akbunar und Aghatschli) besprochen.

(69) — — **Dr. Carl Peters.** Vorläufiger Bericht über eine geologische Untersuchung der Dobrudscha.

Sitz.-Ber. d. k. Ak. der Wissensch., I. Bd.

In der Nähe von Belgrad wird miocäner Kalkstein (mit Polystomella crispa) erwähnt, der auf marinem Tegel liegt. Auch bei Rakovica (2 M. südl.) tritt die Miocänformation, und zw. auf Grünsteintrachyt auf. Zwischen Belgrad und Topschidere tritt unter den Tertiär-Ablagerungen Caprotinenkalk zu Tage, der von sandigem Nerineen-Korallenkalk überlagert wird.

Avala und Fruscagora bestehen aus Kalkschiefer und Serpentin. Bei Rustschuk wird das Auftreten von Kalken mit dicerasähnlichen Zweischalern, Nerineen und Korallen erwähnt.

Die feinkörnigen Kalke von Krasnai am Lom hielt Peters für sarmatisch, während sie von Hochstetter als oberste Kreide erkannt wurden.

Die stratigraphisch-tektonischen Verhältnisse sind in dem Hauptwerke Peters' ausführlich behandelt, hier soll nur erwähnt werden, dass sich in dem vorläufigen Berichte Bemerkungen finden über die „moderne Entstehung des schwarzen Meeres“, in welchen sich Peters den von Capt. Spratt gegebenen Ausführungen anschliesst, sowie über die neuere geologische Geschichte des unteren Donaugebietes.

(70) — — **Bernhard von Cotta.** Erzlagerstätten im Banat und in Serbien. Wien, (Braumüller).

Auf die serbischen Verhältnisse bezieht sich der Schluss des Werkchens, wo (von Seite 85—95) die Erzlagerstätten von Golubac, Kuczaina, Rudnik, Maidanpek, Rudnaglava besprochen werden. Golubac und Kuczaina liegen in der Fortsetzung der Moldawaer erzführenden Contact-Region. In

der Nähe des letzteren Ortes tritt auch ein Eruptivgestein („Granitporphyr") den Kalk durchsetzend zu Tage.

Auch Rudnik gehört derselben Zone an.

Maidanpek, das wichtigste der serbischen Bergwerkreviere, liegt östlich von der bezeichneten Zone. Die Erze treten als regelmässige Contactstöcke auf, an den Grenzen eines „porphyrartigen" Eruptivgesteins, welches den Glimmerschiefer und den Kalk durchsetzt hat. Maidanpek und Rudnaglava liegen mit Ljupkova im Banat in einer Art von Parallelzone des Haupterzzuges. Die Erze von Maidanpek sind vorwaltend Kiese (Eisenkies und Kupferkies), es finden sich aber auch Kupferindig und Kupferschwärze, Magneteisen, Roth- und Brauneisen, etwas Blende und Bleiglanz.

(70a) **1865.** — — Ueber Eruptivgesteine und Erzlagerstätten im Banat und in Serbien. Freiberger Berg- und Hüttenm. Z., 1865, S. 118.

(71) **1864. A. E Bielz.** Die jungtertiären Schichten nächst Krajova in der Walachei. Verhandl. und Mitth. des Siebenbürgischen Vereines für Naturwissenschaft. Beschreibung der von L. Bielz 1849 bei Bucovatza gesammelten Fossilien. (M. vergl. Porumbaru, 1881.)

(72) **1865. K. F. Peters.** Ueber die geographische Gliederung der unteren Donau. (Sitz.-Ber. d. k. Ak. d. Wiss. vom 28. April 1865.) Die Fünftheilung des Donaulaufes, sowie die geologische Bedeutung der Donauenge zw. Baziasch und Turn-Severin und die Existenz einer untersten Donauenge zwischen Galatz und dem Dobrudscha-Gebirge am Eintritte des Stromes in sein Delta werden besprochen.

(73) **1866. A. Boué.** Einige Bemerkungen über amerikanisch-mexikanische Geographie und Geologie, sowie über die sogenannte Centralkette der europäischen Türkei. Sitz.-Ber. d. math. naturw. Cl., LIII. Bd. (325—328).

Ueber den Gegensatz der west-östlichen Balkankette und der von NW.—SO. verlaufenden Parallelzüge von Bosnien-Albanien, respective der WNW.—OSO. angenommene Rhodope und dem NW.—SO. gereihten Obermösischen Ketten.

(74) **1866.** — — Ueber die von ihm in der Türkei nachgewiesenen geolog. Gruppen. Bulletin de la soc. géolog. de France, 2. Ser., T. XXII, S. 165.

Neues Jahrb. 1866, S. 857 f.

Boué gibt die nachfolgende Reihe der in den von ihm bereisten Theilen der Balkanländer auftretenden Formationen.

1. Paläozoische Schichten: am schwarzen Meere, sowie im Innern von Ober-Mösien und in Bosnien.

(Steinkohle fehlt.)

2. Obere Trias: Serbien, im westlichen Bulgarien, im oberen Mösien.

3. Lias (Dachsteinkalk) mit Megalodon: scheint in Bosnien und Serbien einen beträchtlichen Raum einzunehmen.

4. Juraform: „im SW. von Serbien, in Bosnien u. s. w."

5. Ein vielleicht zur Kreide gehöriger Dolomitzug von Proklita am Drin in Albanien bis nach dem mittleren Bosnien.

6. Neocom sehr verbreitet im Balkan, im oberen Macedonien, in Serbien.

7. Kreide mit Orbituliten, im Norden des Balkan, ganz Bulgarien durchschneidend, auch im Innern von Serbien.

8. Gosaugruppe im südlichen Serbien und in Bosnien. (Mit Tornatella gigantea). Nerineen-Kalke auch im oberen Albanien.

9. Rudistenzone in der westlichen Türkei und in Macedonien, so wie auch in Serbien.

10. Kreidemergel mit Belemniten nur im westlichen Bulgarien, „wo man bei Schumla auf einen Kalk mit Rudisten stosst".

11. Das sandige Eocän der Karpathen oder der Flysch im mittleren Serbien, im westlichen Bulgarien, in Epirus und im westlichen Albanien.

12. Die Nummulitenschichten im epirotischen Albanien, im westlichen Thessalien, im nördlichen Albanien und in der Herzegovina, bei Varna in Bulgarien und im östlichen Thracien.

13. Miocän (oder vielmehr Neogen) in den grossen serbischen Thälern, im Becken von Nisch, am oberen weissen Drin, in Mittel-Albanien, in den grossen Becken von Thracien und Thessalien, im westlichen Bulgarien.

14. Erratische Blöcke scheinen der europäischen Türkei nicht fremd zu sein.

15. Wie in Italien treten aus den eocänen Ablagerungen hie und da Serpentine, Diallaggesteine und Diorite hervor (Albanien) oder auch grüne metallführende Porphyre (Serbien und Macedonien).

(75) 1867. **D. Karl Peters.** Grundlinien zur Geographie und Geologie der Dobrudscha. Denkschrift d. k. Ak. d. Wiss. XXVII, 1867.

Eine grundlegende Arbeit ersten Ranges, in welcher die geologisch-geographischen Verhältnisse mit seltener Meisterschaft dargelegt werden.

Die geologische Uebersichtskarte, welche dem I. geographischen Theile des Werkes beigegeben ist, gibt im Massstabe von 1 : 420000 eine erschöpfende Darstellung des geologischen Baues der unter einer allgemeinen Silt- und Lössdecke zu Tage tretenden Berggruppen. Ich brachte die von Peters gemachten Ausscheidungen auch auf meiner kleinen Uebersichtskarte zur Darstellung. Auf die von Peters gegebenen stratigraphischen Ausscheidungen komme ich noch an anderer Stelle in vergleichender Darstellung zu sprechen. Die in dem von ihm geologisch aufgenommenen Gebiete auftretenden sedimentären Bildungen sind:

I. Paläolithische Gruppe: Gneiss (bei Garbina und im Gebirge von Matschin) Quarzite und Thonschiefer, grüne Schiefer und sandige Diabastuffe.

II. Mesolithische Gruppe: Schiefer und Sandsteine (Dyas?) (bei Tuldscha tritt auch ein verrucanoartiges Gestein auf.) Muschelkalk (Popin-Insel) Halobienschiefer und Sandsteine, die möglicherweise dem Keuper entsprechen könnten. Liaskalk (Arieten-Marmor und Dolomit); mittlerer Jura (Crinoidenkalk); Oberer Jura besonders am rechten Ufer der Donau zwischen Rasova und Hirschova auftretend. (Pteroceras-, Nerineen- und Diceraten-Schichten; Planulaten-Kalkstein vom Karabair.) Kreideformation von Babadagh und Allabair, sowie vom Kanara-See (Baculithenthon und weisse Kreide).

III. Känolithische Gruppe: Von miocänen Bildungen treten nur sarmatische Schichten auf. Ausserdem Spuren einer Süsswasser-Stufe. Von der weiten Verbreitung des Löss sowie eines limnischen Diluviallehmes und des Silt wurde schon gesprochen.

Von krystallinischen Massengesteinen wurden constatirt: Granit und Granitit (z. B. vom Jakobsberg südlich von Matschin), Quarz-Porphyr (z. B. am Pomsil, SW. von Tuldscha), und Melaphyr des Gebirgsstockes südlich von Isaktscha.

(76) — — **M. v. Hantken.** Neue Meerschaum-Vorkommen in Bosnien.

Verhandl. d. geol. R.-A. 1867, S. 227. Aus dem Lyubicer Gebirge in einem Conglomerate das häuptsächlich aus Serpentinstücken besteht, neben Opal.

(77) 1867. **H. Coquand.** Sur les gites de pétrole de la Valachie et de la Moldavie et sur l'âge des terrains qui les contiennent.

Bulletin de la Société géol. de France 2. Ser. Vol. XXIV, 505—570.

Coquand hat zum Zwecke der Untersuchung der Petroleum führenden Schichten eine Reise unternommen, die recht eigenartige Ergebnisse geliefert hat, weil dies sich nur auf den Rand des Gebirges erstreckte, wo die Flysch-Gesteine und Menilitschiefer in überstürzter Lagerung über der unter dieselben einfallenden Salzformation zu liegen kommen, woraus Coquand zu dem Schlusse gelangte, dass die letztere älter sei als jene Flyschgesteine und Menilitschiefer.

Coquand gibt mehrere Profile, welche allen Erfahrungen über die Aufeinanderfolge der Schichten, wie solche in den Karpathen an unzähligen Punkten constatirt wurden [1]), widersprechen, und nur durch eine Ueberkippung erklärt werden können. Einige lassen sich aus der gegebenen Zeichnung überhaupt kaum zurechtlegen, so z. B. jene von Pocora in der Moldau (l. c. S. 513). Die Schichtenfolge von Valera und Modreni dagegen stellen einfache Schichten-Ueberkippungen dar, indem der „Macigno mit

[1]) K. Paul und Dr. E. Tietze, Studien in der Sandsteinzone der Karpathen. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1877, S. 33—131 u. 1879, S. 189—304.

Fucoiden" über dem Salz, Gyps und Petroleum führenden Schichten-Complexe liegt.

Coquand unterscheidet zwei Petroleum führende Horizonte, der erste entspräche nach seiner Darstellung dem Sande von Fontainebleau oder dem marinen Sand und Tegel des Wiener Beckens, der zweite würde in die Pliocän-Stufe zu stellen sein. — Beschreibt auch die interessanten „Schlammvulkane" Rumäniens (man vergl. darüber Paul-Tietze, Jahrb. 1879, S. 202).

(78) — — Consul **O. Blau**. Ausflüge in Bosnien. Zuschrift d. Gesellsch. für Erdkunde in Berlin 1867, S. 497—515.

(78a) **1870. A. Conrad**. Bosnien, mit Bezug auf seine Mineralschätze. Mitth. d. k. k. geogr. Gesellsch. in Wien 1870, S. 219.

Paläozoische Schiefer haben eine grosse Verbreitung. Sie wurden in Bezug auf ihre Erzführung studiert. Bei Schjit treten auch ältere krystallinische Schiefer, im Thale von Prokos flaseriger Gneiss auf. Auf den Schiefern liegen Kalksteine und Dolomite in grossen Massen. Schwerspathgänge mit Antimon-Fahlerzen und Kupfererzen durchsetzen das ganze Gebiet. Von Metallen werden gewonnen: Gold (gediegen), Silber (in Blei- und Kupfererzen), Kupfer (gediegen und in Erzen), Blei (Bleiglanz), Quecksilber (als Zinnober), Eisen (Braun- und Spatheisen, Eisenglanz, Magneteisen). Auch Braunkohlenflötze kommen an vielen Punkten vor.

(79) **1867. A. Lennox**. Rapport sur la Géologie d'une Partie de la Rumèlie (London). Geologischer Theil S. 31—43. Eine Arbeit, welche v. Hochstetter als „ein wahres Curiosum" charakterisiert hat (man vergl. v. Hochstetter, Jahrb. 1870, S. 420).

Erwähnen möchte ich nur einen auf Seite 27 gegebenen Durchschnitt von der Donau bis zum Marmara-Meer. Derselbe ist nämlich zwar vollkommen schematisch, zeigt aber nichtsdestoweniger einige Züge, welche damals immerhin discutirbar gewesen wären.

Das Balkan-Vorland wird als „eocen cretacé et Triassique" bezeichnet, dann kommt der Balkan-Hauptkamm mit steilerem Südhange (Balkan de Tschipka) aus paläozoischen („Devonien") Bildungen, auf welchen Lias-Schichten discordant, sowohl am nördlichen als auch am südlichen Gehänge angelagert erscheinen (unter ganz ähnlichen Verhältnissen, wie nach Schröckenstein's erster Auffassung, und wie er es auch 1872, Taf. XI, Fig. 3, für seine Carbon-Ablagerungen zeichnet). Das tertiäre Becken der oberen Tundscha ist zu breit gezeichnet, der Karadscha Dagh dagegen wieder annähernd richtig gegeben mit Gneiss im Norden und angelagertem Kalk im Süden. (Wieder als Dévonien bezeichnet).

(80) **1868. H. Coquand**. Geologische Beschreibung der bituminösen und Petroleum führenden Schichten von Selenica in Albanien und Chieri auf der Insel Zante. Bull. de la Soc. géol. de France, 2. Ser. T. XXV, S. 20.

Das Vorkommen von Bitumen in Albanien ist an die Subapenninenformation gebunden und erinnert an das auf den Halbinseln Kertsch und Taman.

(81) — — **G. Capellini**. Giacimenti Petroleif. di Valachia. Bologna 1868.

(82) — — **Aug. Viquesnel**. Voyage dans la Turquie d'Europe, 2 Bde. mit einem Atlas von 33 Tafeln. Geologie und Paläontologie im II. Bde., S. 30—447. Paris 1868.

Das wichtigste Werk über die Geologie von Thracien. Es enthält eine geradezu überwältigende Menge von Detailbeobachtungen. Die rein petrographischen Verhältnisse der zahlreichen Routen werden ausführlich besprochen, ohne dass dabei Angaben über nähere Altersbestimmungen der einzelnen Gebirgsglieder gegeben würden. Auch auf den Detailkarten sind nur locale Gesteinsbezeichnungen angegeben. Zahlreiche Profile geben Aufschlüsse über die Lagerungs-Verhältnisse. v. Hochstetter hat sich der grossen Mühe unterzogen, diese zerstreuten Angaben, nachdem er durch eigene Anschauung einige auch von Viquesnel begangene Routen kennen gelernt, und so in jene Angaben sich hineingelebt hatte, mit seinen eigenen Reiseergebnissen zu einem Ganzen in seiner Uebersichtskarte zu verarbeiten, und er hat damit das grosse Werk so recht eigentlich erst zum Abschlusse gebracht, nachdem Boué nicht mehr in der Lage war, wie zu den beiden

anderen Reisewerken Viquesnel's, die geologischen Karten herzustellen. Auf Grund der v. Hochstetter'schen Karte (man vergl. 1870) wurde das krystallinische Massiv Rumeliens, mit wenigen unwesentlichen Aenderungen, welche durch die von Ing. Pelz gebrachten neueren Daten nothwendig wurden, in meiner kleinen Uebersichtskarte (in Petermann's geogr. Mittheilungen 1882) bearbeitet.

(83) 1868. **(G. St.) F. Kanitz.** Gebirgsarten und Petrefacten aus dem Balkangebiete. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1868, S. 406.

Mehrere Gesteinsproben, u. zw.:

1. Ein rother Dyas-Sandstein von Belogradčik.

2. Einige Korallenreste (Stylocoenia und Rhabdophyllia), welche an eocäne Formen von St. Gamberto erinnern sollen, von Pandiralo an der serbisch-bulgarischen Grenze.

3. Kalke mit Cardien von Florentin an der Donau.

4. Granitgneiss von Gamsigrad.

5. Feinkörnig-dioritisches Gestein und ein grüner Schiefer vom Sveti-Nicola-Pass.

6. Amphibol-Andesit vom Sveti-Nicola (Ostseite).

(84) — — **Joh. Róskiewicz.** Studien üb. Bosnien u. Hercegovina Wien 1864. Macht an mehreren Stellen dieses Werkes auch Angaben über petographische Verhältnisse.

Rothe Sandsteine im Bitovnja-Gebirge, Wetzschiefer bei Konjic, rother Granit im Rama-Kessel (wurde von Bittner anstehend nicht angetroffen, doch fand derselbe Rollstücke von granitischem Aussehen). Dachschiefer von Goražda.

(85) 1869. **Foetterle.** Verh. d. k. k. geol. Reichs-Anstalt 1869, S. 187 u. S. 373.

Die erste Abhandlung bezieht sich auf „die geologischen Verhältnisse der Gegend zwischen Nikopoli, Plevna und Jablanica in Bulgarien".

Hervorzuheben ist der Nachweis des isolirten Vorkommens mariner Tertiär-Schichten bei Plevna, unter den weiter ausgedehnten sarmatischen Bildungen. Darunter liegen feinkörnige weisse Kalke, welche zuerst für Eocän gehalten, später aber als der oberen Kreide angehörig erkannt wurden; darunter treten glimmerige Kreide-Sandsteine auf (Orbitolinen-Schichten), unter welchen dann graue Kalke hervortreten und der Gegend Karstcharakter verleihen (Caprotinenkalk). Das älteste Glied bilden dunkle plattige Mergelkalke und Kalkschiefer mit vielen Fossilresten (Crioceras-Schichten: Neocom). In der zweiten kürzeren Abhandl. (l. c. S. 373) werden die Fossilien dieser Crioceras-Schichten (Amm. Grasianus, cryptoceras, Jeannoti, Matheroni und Crioceras Duvali) angeführt, sowie auch ein Verzeichniss der mediterranen Fauna von Plevna gegeben.

(86) — — **Ferd. v. Andrian.** Reisenotizen vom Bosporus und von Mytilene. Verhandl. d. geol. R.-A., 1869, S. 235.

Ueber die Eruptiv-Gesteine: Grünsteintrachyt mit Rhyolith und Bimssteintuffen. Auch Mytilene dürfte zum grössten Theil aus Rhyolith mit Bimsstein und Perlit führenden Tuffen bestehen. Aus denselben ragen krystallinische Gesteine auf.

(87) — — **Dr. Abdullah-Bey.** Die Umgebung des See's Kütschücktschekmetché in Rumelien. Verhandl. d. geol. R.-A. 1869, S. 263.

Ueber Höhlen im sarmatischen Kalke. (Tapes gregaria und Mactra podolica).

(88) — — **F. v. Hochstetter.** Geologische Untersuchungen in Rumelien.

Verhandlungen d. geol. R.-A. 1869, S. 352—356. Die erste Mitth. über Thracien l. c. S. 185.

1. Kreideplateau zwischen Rustschuck und Varna. Berichtiget die Annahme Foetterle's, wonach dieses Gebiet aus sarmatischen Bildungen zusammengesetzt sein sollte.

2. Die byzantinische Halbinsel. Devon mit eocäner und neogener Umrandung. Phyllit-Insel bei Tschataldsche. Eruptiv-Gesteine am Bosporus.

3. Das untere Maritzabecken. Jungtertiäre und diluviale Süsswasser-Ablagerungen, umsäumt von eocänen Kalken auf Gneiss.

4. Das Tundscha-Gebiet. Ein ausgedehntes krystall. Massiv.

5. Das Eruptions-Gebiet von Jamboli-Aidos und Burgas.

6. Die Balkankette. Ihr Südrand entspricht einer Dislocationsspalte. Eocän und Kreidebildungen, im Osten mit Porphyr-Durchbrüchen, Granit, Gneiss und andere krystallinische Schiefer im mittleren, und triassische Sandsteine und Kalke westlich von Sofia bilden diesen Südrand.

7. Die Mittelgebirge: Karadscha Dagh und Srednagora: Granit und Syenit mit mesozoischer Auflagerung.

8. Das Maritzabecken.

9. Die Rhodope: ein Urgebirgsstock mit Trachyt-Durchbrüchen.

10. Das Vitosch-Gebiet: altkrystallinische Gebirge mit Syenit und Granitstöcken bilden die Unterlage einer in ihren ältesten Gliedern triassischen Schichtreihe.

11. Die kleinen Becken.

12. Das obere Morava-Gebiet. Krystallinische Schiefer mit Rhyolith und Trachyt-Durchbrüchen.

(89) 1869. **Dr. A. Boué.** Ueber türkische Eisenbahnen und die Geologie der Central-Türkei.

LX. Bd. d. Sitz.-Ber. der k. Akad. d. Wissensch. (Oct. 1869).

Enthält nebst interessanten Aussprüchen über die wichtigen Zukunfts-Eisenbahnlinien, auch die ersten Mittheilungen über v. Hochstetter's Reise in der Türkei.

(90) — — **Dr. Abdullah Bey.** Faune de Form. devonienne du Bosphore de Constantinople. Gazette Médicale d'Orient. März 1869.

— — Liste des Fossiles de la Form. dev. Constantinople 1869.

Im Ganzen werden 402 verschiedene Arten angeführt, u. zw.:

25 Crustaceen, (darunter *Homalonotus gervillei* u. *Phacops*).

295 Mollusken, Bivalven, Gastropoden, Brachiopoden: *Spirifer macropterus*, *Orthis orbicularis*, *Chonetes sarcinuluta* etc.)

25 Crinoiden.

57 verschiedene andere Arten (darunter *Pleurodyctium constantinopolitanum*, verschiedene Korallen).

(Die Fossilien wurden durch d'Archiac und de Verneuil bestimmt.)

(91) 1870. **Dr. Ami Boué.** Mineralogisch-geologisches Detail über einige meiner Reise-Routen in der europäischen Türkei. Sitz.-Ber. d. k. Akad. d. Wissensch., 61. Bd., 1870.

Jede Regung neuerer Forschung auf der Balkan-Halbinsel wurde von Boué freudig begrüsst, der dann sofort aus dem reichen Material seiner Reisetagebücher neue Angaben hervorholte. v. Hochstetter's Reise veranlasste wohl in erster Linie die angeführte Arbeit. Der erste der „Beiträge" behandelt Nord-Albanien, Bosnien, die Hercegovina und Türkisch-Croatien.

Ueber den hohen Werth der Boué'schen Angaben über die Verhältnisse in Süd-Bosnien und der Hercegovina sprechen sich die österreichischen Reichsgeologen übereinstimmend anerkennend aus, für Albanien sind seine und seines Reisebegleiters Viquesnel's Darlegungen noch heute nach 45 Jahren das allein vorliegende Material.

Für Bosnien führt Boué auf Grund seiner eigenen und der Beobachtungen Sendtner's und Conrad's an: 1. Ein paläozoisches Gebiet in Central-Bosnien. 2. Trias- (und rhätische Bildungen) im mittleren und südlichen Bosnien. 3. Die Kreideformation im nördl. Bosnien. Die Flysch-Gesteine rechnet er, wie an anderer Stelle schon erwähnt, zum Eocän. 4. Er erwähnt das Auftreten der Eruptiv-Gesteine im Flysch und in den untercretacischen Ablagerungen. 5. Das Auftreten miocäner Bildungen im nördl. und östl. Bosnien.

Der zweite Beitrag betrifft Epirus und das westliche Macedonien. Auch über dieses Gebiet besitzen wir nur die Boué-Viquesnel'schen grundlegenden Beobachtungen.

Die ältesten Gesteine liegen im östlichen Theile Thessaliens. So besteht der Rücken zwischen den beiden grossen Becken von Tirhala und Larissa aus Gneiss (Phyllit-Gneiss) mit krystallinisch-körnigem Kalk. Auch die thessalischen Küstengebirge bestehen aus ähnlichen krystallinischen Gesteinen. Die neueren Beobachtungen von Teller haben die Angaben Boué's auf das schönste bestätiget. Eine grosse Ausdehnung besitzen nach Boué krystallinische und halbkrystallinische Schiefer auch zwischen dem

schwarzen Drin und dem Vardar und zieht sich die dermalen noch nicht genau bestimmbare Grenze aus der Gegend von Kastoria über Ochrida gegen Prisren und Mitrovitza.

Der Schar zwischen Kalkandelen und Prisren besteht nach Boué aus quarzreichem Chloritschiefer mit Einlagerungen von körnigem Kalk, aus Talkschiefer und talkführendem Gneiss, der hier die Grathöhe des Gebirges bildet. In Bezug auf die südlichen Theile des Kammes, der bisher von keinem Geologen besucht wurde, gehen die Angaben der beiden Forscher Boué und Viquesnel auseinander, indem der erstere auf seiner Manuscriptkarte sedimentäre Bildungen (Kreide-Flysch?), Viquesnel dagegen krystallinische oder paläozoische Schiefer als den Kamm bildend verzeichnet. Ich musste daher auf meiner Uebersichtskarte die Altersbestimmung vollkommen offen lassen.

Boué gibt ürigens an, dass in dem erwähnten Gebiete zwischen dem Vardar und dem schwarzen Drin paläozoische Schiefer eine grössere Rolle spielen sollen.

Im westlichen Theile der Halbinsel, in Epirus und Albanien spielen flyschartige Gesteine, Sandsteine und Mergel (bei Metzovo mit Fucoiden) die Hauptrolle. Mit diesen kommen mächtige Einlagerungen von Serpentin und Gabbro vor, so bei Metzovo, offenbar ganz analog den Vorkommnissen in Nord-Albanien zwischen Skutari und Prisren.

Aber auch in Thessalien bei Koshanj ist die Flyschformation entwickelt, desgleichen am See von Kastoria, wo auch ein Serpentin-Vorkommen angeführt wird.

Kreidekalke werden von Janina, dichte Kalke auch östlich von Malacass angeführt. Eine Stunde östlich von diesem Orte kommen auch Nummuliten-Kalke vor.

In besonders tiefgehenden Aufschlüssen treten nach Boué's Angaben auch Hippuriten-Kalke und Neocom, „ja vielleicht selbst Jura“ hervor.[1]

Erwähnt werden soll noch die wiederholt angegebene Auffassung von Dachsteinkalk-Ketten: so eine „Kalkformation von Kastoria bis in den Schar“ (S. 53). Auch am See von Ochrida soll grauer und röthlicher Dachsteinkalk „mit einigen schwärzlichen, schieferigen Mergeln“ auftreten (S. 54) und am mittleren schwarzen Drin soll die Kette des „Mal-i-ci“ aus Dachsteinkalk bestehen.

Schlieslich soll noch die Aufmerksamkeit auf die gewiss interessanten Block-Conglomerat-Sandstein-Ablagerungen in den thessalischen Becken gelenkt werden (S. 44 ff.), die aus Gesteinen der Küstenkette bestehen (Gneiss, „Granit“, verschiedene krystallinische Schiefer u. s. w.) und als „wohlgeschichtete Ablagerungen geschildert werden.

Der dritte Beitrag behandelt: Ober-Mösien und das östliche Macedonien.

Dieses Gebiet liegt im westlichen und südlichen Theile im krystallinischen Terrain (Gneiss, Glimmerschiefer, Granit, Syenit, körniger Kalk), im östlichen und südlichen Theile dagegen treten mesozoische Bildungen („Flötzkalk“) auf. Die Routen Pristina-Vrania, Nisch-Trn, Grlo-Pirot-Nisch und Salonik-Sofia werden beschrieben. Erwähnt werde hier nur der Hinweis auf das Vorkommen paläozoischer Bildungen im Südosten von Pristina. Das Vorkommen von trachytischen Gesteinen bei Vlasiditza und von Augit-Porphyren im Westen von Sofia wird angeführt.

Der vierte Beitrag betrifft Bulgarien.

Boué hat den Balkan in seiner ganzen Ausdehuung nur viermal, in ziemlich gleichen Abständen, durchquert: 1. Von Sofia nach Etropol und Lovac (seine westlichste Route), 2. von Lovac über Gabrova nach Kesanlik, 3. von Jamboly-Slivno nach Osman Basar und 4. von Schumla nach Aidos. Die betreffenden Angaben sind in Boué's Hauptwerk (Bd. I, S. 240—253) und in seiner Abhandlung im Jahre 1864 ausführlicher dargelegt. Hier führt Boué nur an, dass er jetzt die Möglichkeit zugebe, dass im grossen Balkan von Islivne auch „ältere Gebilde als Trias vorhanden sein mögen“. Auch beantwortet er die Muthmassungen Foetterle's, dass die ganze alpine Flötzfolge im bulgarischen Balkan vorhanden sein dürfte, indem er das Gerippe des Balkans mit den Central-Alpen vergleichen zu können glaubt.

wenn man die Rhodope damit in Verbindung bringt und anführt, dass wohl eine „laterale Schiefer-Kalkzone" im Norden anlagert. Er hält dieselbe für alt-paläozoisch. Im westlichen Balkan konnte ich nur die mächtige Entwicklung jungpaläozoischer (Carbon-) Schiefer constatiren. Ausserdem sei ihm zwischen diesen und der auch von Foetterle in so weiter Ausdehnung angetroffenen Kreideformation nur noch das Vorkommen von rothen (Trias?) Sandsteinen bekannt.

Fünfter Beitrag: Oestliches Serbien.

Boué gieng von Nisch über Knjazevatz-Banja-Paratjin nach Poscharovatz, besuchte Golubatz, Zdrelo, und gieng über Semendria nach Belgrad. Molasse, weisse und rothe petrefactenreiche Kalke („wahrscheinlich jurassisch"), am oberen Timok, „Flötzkalk" (für Dachsteinkalk erklärt) am Rtanj und nördlich davon Gneiss und andere krystallinische Schiefer vor Jagodin, werden angeführt. Im Thale der Morava: Alluvial-Ablagerungen, am Rande des Thales und gegen Belgrad zu tertiäre Bildungen.

Der sechste Beitrag beschäftigt sich mit Viquesnel's geognostischen Reisejournalen (1842 u. 1844).

Ueber den auf Serbien bezüglichen Theil bringt Boué eine Anzahl von neueren Angaben, welche ich hier anführen muss, wenn sie auch mit der nach neuen serbischen Angaben gearbeiteten Darstellung auf der von mir veröffentlichten Karte nicht immer in Uebereinstimmung stehen. Zum Wiener Sandstein (also zum Flysch) möchte Boué rechnen: das Vrbava-Gebirge an der Gruia östlich von Vratschenitza, die nördliche Umgebung des Schturatz, das untere Gruiathal z. Th., im nordwestlichen Serbien die Gegend um Milischintza, Ratkovatz und den Berg Tzer, im südlichen Serbien die Schieferberge westlich von Botuna, die Sandsteine von Brznik, die Bergrücken zwischen den Thälern der Ljig und der Jesenitza u. s. w.

Auch der ganze Zug von Avala bis gegen Kragujevatz soll nach Boué dem Flysch zuzurechnen sein.

(92) 1870. **Ferd. Frh. v. Andrian.** Geolog. Studien aus dem Orient. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1870, II. Heft, S. 201—226.

Eine wichtige Arbeit über „die vulkanischen Gebilde des Bosporus" (Andesit und Dacit mit Breccien und Tuffen). Dem Alter nach werden unterschieden: schwarzer Andesit, grüner Andesit, Dacit und jüngerer Andesit. Ausserdem werden auch Rhyolith und Rhyolithtuffe beschrieben.

(93) — — **F. Foetterle** u. **F. v. Hauer** (Verhandlungen d. k. k. geol. R.-A. Nr. 14) weisen das Vorkommen von Congerienschichten in der Walachei nach.

(94) — — **Dr. Ferd. v. Hochstetter.** Die geologischen Verhältnisse des östlichen Theiles der europäischen Türkei. 1. Abth. mit einer geologischen Uebersichtskarte. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1870, S. 265—461.

Hofrath v. Hochstetter hat im Jahre 1869 den östlichen Theil der Halbinsel bereist, um für die projectirten Eisenbahnrouten geologische Untersuchungen vorzunehmen. Seine Reise ging durch das östliche Thracien (Constantinopel-Adrianopel-Jamboly-Burgas-Slivno) über den Karadscha Dagh bei Kesanlyk und Kalofer nach Philippopel, und durch Ober-Mösien (Samakov, Dubnitza, Radomir, Vitosch, Sofia, Trn und Vranja) und die Morava entlang nach Belgrad. Eines der Hauptresultate seiner Reise und des damit im Zusammenhange stehenden Studiums der Arbeiten seiner Vorgänger: Boué, Viquesnel, Tschihatcheff und Anderer bildet die geologische Uebersichtskarte des östlichen Theiles der europäischen Türkei, auf welcher nicht weniger als 24 geologische Formations-Glieder zur Ausscheidung kommen konnten. Sie bildet mit den aus der zwei Jahre später erschienenen geologisch ausgeführten Originalkarte der Central-Türkei entnommenen Veränderungen, eine Grundlage meines Uebersichts-Kärtchens, auf welchem verhältnismässig nur geringfügige Aenderungen auf Grund neuerer Darstellungen vorzunehmen waren. Für den östlichen Theil der Balkan-Halbinsel bilden v. Hochstetter's Arbeiten die wichtigste Grundlage. In ihnen sind alle bis 1870 (resp. 1872) erschienenen Arbeiten eingehend berücksichtiget.

Die erste Abtheilung von Hochstetter's Werk gliedert sich in vier Abschnitte:

1. Zuerst wird das östliche Thracien behandelt: ein grosses Becken, das Erkene- oder untere Maritzabecken. Es ist umrandet: im Südost von den devonischen Bildungen am Bosporus, im Osten und Nordosten von dem aus Phyllit und Gneiss bestehenden Istrandscha-Gebirge, im Norden von dem krystallinischen Tundscha-Massiv, vorwaltend aus Gneiss bestehend, aus welchem Syenit- und Granit-Stöcke auftauchen (so z. B. zwischen Samakovo und Trnovo im Osten, und im Sakar Bair im Norden). Im Norden erstreckt sich das dem Balkan vorgelagerte grosse Andesit-Gebiet zwischen Burgas-Aidos, Jamboly und Kuru Burun. Im Westen bilden die krystallinischen Vorgebirge des Despoto Dagh mit ihren ausgedehnten Trachyt-Durchbrüchen die Grenze. Im Süden ist die Umrandung gegen das ägäische Meer durch einzelne phyllitische Inselberge (Kuru- und Tekir-Dagh) nur ganz unvollständig. An den Rändern des Beckens treten tertiäre Bildungen auf, vor Allem eocäne Ablagerungen in grosser Ausdehnung (z. B. bei Jndschigis und Jarim-Burgas ein feinkörniger erdiger Kalkstein. Aber auch weisse Nummuliten-Kalksteine (Sarai und Wisa) treten in Bänken auf den mürben Eocän-Mergeln auf, im Süden aber auch Ablagerungen der sarmatischen, pontischen und levantinischen Stufe. Das Innere ist erfüllt von den die endlos scheinende Ebenen bedeckenden Thonmergel-, Sand- und Geröllmassen der thracischen Stufe und des Diluviums.

2. Der Balkan und das Balkangebiet.

Für diesen Theil lagen v. Hochstetter nur Boué's Angaben, sowie die von Foetterle gesammelten Erfahrungen auf der Route Nicopoli-Jablanica vor. Das westliche Gebiet bis an die serbische Grenze war vollkommen unbekannt und haben sich die nach Boué gemachten Annahmen, für diesen Theil des Gebirges nicht so ganz zutreffend erwiesen.

Hochstetter hatte Gelegenheit, das Kohlen-Vorkommen im Michlis-Balkan zu besuchen, sowie den charakteristischen Bau des steilen Südrandes festzustellen.

In Bezug auf die grosse Ausdehnung und die Gliederung der Kreideformation am Nordabhange bis gegen die Donau, sowie in Bezug auf das Auftreten der krystallinischen Schiefer-Zone haben sich Boué's Angaben im Grossen und Ganzen wohl bewahrheitet, doch wurden später im mittleren Balkan auch jurassischer Bildungen angegeben, und ist der Nachweis für die Ausdehnung der „zweifelhaften paläozoischen Gebilde des Balkan" bis nun noch nicht erbracht.

3. Das Rumelische Mittelgebirge, mit dem oberen Maritza- und oberen Tundscha-Becken.

Für dieses Gebiet war Hochstetter fast ausschliesslich auf seine eigenen Reisebeobachtungen, sowie auf die von den Ingenieuren gemachten Aufsammlungen angewiesen. Die langgestreckten Thalbecken zwischen dem südlichen Steilrande des Balkan und dem Nordrande der Mittelgebirge werden dargestellt und die Mittelgebirge selbst in Bezug auf ihren geologischen Bau besprochen. (Karadscha Dagh ist der türkische Name des östlichen Theiles, während der westliche Theil den slavischen Namen Srednagora trägt). Auf krystallinische Schiefer erscheinen im Brdo-Gebirge östlich von Sofia rothe und weisse Sandsteine (untere Trias), sowie Kalke und Dolomit aufgelagert. Aehnlich so verhält es sich offenbar auch im nördlichen Theile des Ichtimaner Mittelgebirges, während im Karadscha Dagh über den rothen Conglomeraten und Sandsteinen, ein Crinoiden-Kalk und eine dem Alter nach nicht ganz sichergestellte Folge von Kalkschiefern, Hornsteinkalken und Kalkmergeln folgen. Die Srednagora ist geologisch und zum grössten Theile auch geographisch eine Terra incognita.

4. Der Despoto Dagh oder die Rhodope.

Ueber dieses Gebiet lagen und liegen auch heute, mit Ausnahme des Rilo-Gebirges im Nordwesten, welches auch Boué und v. Hochstetter besucht haben, ausschliesslich nur Viquesnel's ausführliche Routenbeschreibungen vor. Nach einer Besprechung des Granitstockes des Rilo und der Syenitmasse des Perim Dagh, sowie der übrigen aus krystallinischen Gesteinen (Gneiss-Glimmerschiefer, Amphibolschiefer, Urkalk und Serpentin) bestehenden Gebirge des grossen und ausgezeichneten Massengebirges werden die im

Gebiete der Rhodope, in Buchten des krystallinischen Grundgebirges, sowie an den nordöstlichen und südöstlichen Rändern auftretenden Eocän-Ablagerungen besprochen. Sodann werden die Trachyt-Gebirge behandelt. Zwei davon liegen inmitten des Massivs östlich von der Mesta, das dritte grösste, von der Arda durchflossene, liegt dagegen am Nord-, das vierte kleinere an der unteren Maritza, am Südostrande desselben.

Dieselben werden dem Alter nach für Eocän erklärt.

(95) 1870. **F. Foetterle.** Die Gegend zwischen Bukarest und der siebenbürgischen Grenze. Verhand. d. k. k. geol. R.-A. 1870, S. 209, 210.

Eine der wenigen Mittheilungen über die Geologie von Rumänien. Unter der Lössdecke treten die Bildungen der tertiären Salzformation (Salzstöcke bei Telego unweit Kimpina und bei Slanik nächst Valeni de Munte) und unter diesen die, den weitaus grössten Theil des Mittelgebirges zusammensetzenden „Karpathensandsteine“ zu Tage. Foetterle rechnet dieselben zum Eocän, während sie von Herrn Bergrath Paul, dem ich für die Ausführung der Karte hochwichtige mündliche Angaben verdanke, der Kreideformation zuzurechnen sind. Alttertiäre Bildungen und zwar oligocänen Alters treten nach Paul erst weiter im Osten zu Tage.

Die Petroleum führende Etage gehört dem jüngeren Tertiär an, nach Foetterle sind es Bildungen, welche den Congerien-Schichten entsprechen.

(96) — — Die Gegend zwischen Turn-Severin, Tirgu Jiului und Kraiova in der kleinen Walachei. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1870, S. 234, 235.

Die geologische Grenze der Karpathengesteine gegen das tertiäre Hügelland wird skizzirt: Gura Voj, Baea de arama, Bumbast, nördlich von Tirgu Jiului sind Punkte des Halbkreises.

Das Grenzgebirge gegen Siebenbürgen besteht (ausser an der Cerna) aus krystallinischen Schiefer-Gesteinen. Die Kalke, Kalkschiefer und Thonschiefer bei Vercierova werden für paläozoisch (Bergkalk oder Culm) genommen, (vergl. Lessmann 1871), also für jünger als Stephanesco 1878 meinte.

Die Tertiärbildungen in der kleinen Walachei gehören nach Foetterle den Congerien-Schichten an und fehlen ihnen die Salzeinlagerungen, welche für die östlichen Gebiete eine so grosse Wichtigkeit haben.

(97) 1870. **Dr. Emil Tietze.** Auffindung des braunen Jura bei Boletin in Serbien. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1870, S. 323.

(98) — — Auff. von Neocom und Turon im nordöstl. Serbien. l. c. S. 324.

(99) — — Geologische Notizen aus dem nordöstlichen Serbien. (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1870, S. 567—600).

Die wesentlichsten geologischen Ergebnisse eines kurzen aber erfolgreichen Ausfluges nach Serbien waren: Die Feststellung des Vorkommens von braunem Jura bei Boletin, von Tithon (obersten Jura) und Neocom, sowie von olivinführendem Gabbro östlich bei Milanovac in der Fortsetzung der Serpentine des Banates, von Sanidin-Porphyren im Porečkathale, von Trachyten bei Maidanpek und von Kreidekalken an der Stanica bei Maidanpek und am Stol. Bei Maidanpek wurde auch das Vorkommen von Inoceramen-Kreide constatirt.

Auch auf das Vorkommen eines eigenthümlichen, specksteinartig anzufühlenden Zersetzungsproductes, das sich an den Agalmatolith (Bildstein) anschliessen lässt, von diesem aber durch einen viel grösseren Wassergehalt unterschieden werden kann, wird angeführt. Dasselbe enthält gediegen Kupfer. Auch ein Glammgang, das ist die Ausfüllungsmasse einer Verwerfungskluft, wird ausführlich besprochen. Interessant endlich ist auch die Darlegung der Lagerungsverhältnisse der Kreidekalke des Stol zu den granitischen (nach Herder syenitischen) Massengesteinen.

(100) 1871. **A. Lessmann.** Die Gegend von Turn-Severin bis gegen den Berg Schigen, an der Grenze Rumäniens. Verh. 1871, S. 187—191.

Mancherlei Detail über das Gebiet zwischen Turn-Severin, Tismana, Baia de Arama und der siebenbürgischen Grenze, welches jedoch nur schwer in Verwendung genommen werden kann. Die Kalke werden ihrem Alter nach als Uebergangs- oder Jurakalk bezeichnet und was die Sandsteine anbelangt, so werden sie als den Grauwackensandsteinen sehr ähnlich bezeichnet. „Eine

halbe Stunde hinter Vercierova, gegen Balona zu, bestehen die Gesteinsmassen aus Gneiss, Porphyr, Grün- und Weissstein". Das kleine Kohlenbecken von Bahena (Bahna) wird von Lessmann schon erwähnt.

Ob Wechsellagerungen von „Kalk und Thonschiefer" bei Sulitza, bei Medveda, Ghisa und an anderen Orten für prozoisch gehalten werden müssen, oder eine umgeänderte jüngere Formation repräsentiren, bleibt eine offene Frage.

Von Griu-Negru bis gegen Tismana ist Karpathensandstein den krystallinischen Schiefern aufgelagert, daneben werden auch ebenso wie von Tismana gegen Baia de Arama „Kalkflötze" erwähnt, welche an mehreren Orten von erzreichen Thonschiefern überlagert werden. (So bei Baia de Arama und in der Nähe von Kloschan).

(101) 1871. **Franz Schröckenstein.** Geologische Notizen aus dem mittleren Bulgarien. Jahrb. der k. k. geol. R.-A. Bd. XXI., S. 273—279.

Von Ruschtschuk bis gegen Monastir traf Schröckenstein tertiäre Mergel und Tegel, aufgelagert auf den Kreidekalkbänken. Bei Monastir treten dann Kreidekalke auf, welche grau- bis rein weiss sind, Hornstein-Knollen umschliessen und *Exogyra* und *Rynchonella* führen. Darunter treten Thonmergel und dünngeschichtete glimmerige Sandsteine auf, welche Schröckenstein wohl mit Recht für äquivalent hält mit dem von Foetterle bei Katanetz angetroffenen Orbitolinen-Sandsteine. Diese halten an bis über Tirnova hinaus. In ihren unteren Parthien werden sie plattig und besonders reich an Kalk. Bei Biela treten reine Kalkplatten zwischen den Thonmergeln auf.

Ihr Liegendes bilden gelbliche weissaderige Caprotinenkalke — (auch *Apiocrinus* und *Ostrea vesicularis* werden daraus angeführt!) — Diese bis zu 200 Fuss mächtig, liegen auf einem Complexe von Mergelschiefern und dunklen Sandsteinen auf, welcher bis über Gabrovo nach Süden anhält, in mehrere flachen Falten gelegt erscheint, welche auf den Sätteln allenthalben Caprotinenkalk tragen. Verhältnisse ganz analog wie auf Foetterle's Route und noch weiter im Westen, in dem von mir durchreisten Gebiete z. B. nördlich von Vraca. Bei Tirnovo durchbricht die Jantra die Kalk-Etage in romantisch vielgewundenem Laufe.

Südlich von Gabrova ändert sich das Verhältniss mit einem Schlage. An einer Verwerfung tritt Talkgneiss auf, der zwischen den Orten Radiewce und Kamanarna ein System von Mergeln, bituminösen Schiefern und Sandsteinen trägt mit Dolomit im Hangenden. Zwischen den bituminösen Schiefern lagern drei Kohlenflötze, von welchen einer in einer Mächtigkeit bis zu 5 Fuss auf 1500 Klafter Erstreckung verfolgt werden kann. Es soll eine ganz ausgezeichnete Pechkohle sein, ein Vorkommen von höchster nationalökonomischer Bedeutung für das Land. Schröckenstein hält diese Formation, obgleich er keinerlei Fossilreste aufzufinden vermocht, für äquivalent der Liaskohle von Steyerdorf im Banat und ist der Meinung, dass die von Hofrath v. Hochstetter bei Michlis am Südabhange des Balkans angetroffene Kohle in einem gewissen Zusammenhange mit den von ihm am Nordhange studirten Vorkommen stehen dürfte.

Von Interesse ist auch der Hinweis auf die für die Anlage einer Schienenstrasse, so überaus günstigen Terrainverhältnisse auf der Strecke Travna-Chainköi (S. 279).

Das Hangende des Kohle führenden Schichtencomplexes möchte Schröckenstein für cretacisch halten und knüpft daran einige Hoffnungen in Bezug auf die Liegendschichten im nördlichen Balkan-Vorlande.

(102) — — **Franz Schröckenstein.** Vom Czipka-Balkan. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. XXII, S. 234—240, Taf. 11. (Mit einer Kartenskizze und mit Profilen.)

Drei Monate nach seinem ersten Besuche kam Schröckenstein unter günstigeren Verhältnissen wieder in das Kohlen-Gebiet. Er überstieg diesmal (im Juli) den Balkan von Travna über Kamanarna und Selče nach Kesanlyk, und ging von Czipka nach Gabrova zurück.

Er kam nun zu einer, von seiner ersten ganz verschiedenen Vorstellung.

Die am krystallinischen Schiefer (Talkgneiss) aufgelagerten kohlenführenden Schichten erklärt er nun für Steinkohlen-Formation, über welcher

Sandsteine des Rothliegenden folgen, während er die hangenden Kalk-Dolomitmassen für „Zechstein (?)“ hält. Es sei hier angeführt, dass die in der später zu erwähnenden Schrift (1879) von K. v. Fritsch gemachte Annahme: dass diese Kalke mit den von mir weiter im Westen angetroffenen Wellenkalken übereinstimmen dürften, dem richtigen Sachverhalte wohl am nächsten zu kommen scheint. Schröckenstein nimmt mehrere Verwerfungsspalten an, vor allem aber eine nördlich und eine oder zwei südlich vom Balkankamme.

(103) 1871. **Dr. Ferd. v. Hochstetter.** Die geol. Verhältnisse d. östl. Th. d. europäischen Türkei. 2. Abth. Mit einer geol. Karte der Central-Türkei. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1872, S. 331—388.

In diesem zweiten Theile behandelt der Verfasser:

5. Die Central-Türkei oder das Vitosch-Gebiet.

Der Vitosch ist eine aus Syenit bestehende, auf breiter Basis bis zu 2300 Meter sich erhebende Gebirgsmasse, ein wahrer Gebirgsstock.

Der Magnetitreichthum des Gesteines hat Veranlassung gegeben zur Eisenindustrie von Samakov, wo der beim Verwittern entstehende Magnetitsand gesammelt und in primitivster Weise verhüttet wird.

Den Nordabhang des Berges bilden dunkle melaphyrartige Gesteine (Augit-Andesit und Quarz-Amphibol-Andesit, Diabas und Melaphyr), Gesteine, welche im Visker- und Lülün-Gebirge, im Westen von Sofia eine ausgedehnte Entwickelung besitzen.

Im Westen und Südwesten des Vitosch treten im Brdo und Koniavo mesozoische Sediment-Gesteine auf, welche als die südlichsten Zungen einer schmalen Sediment-Zone aufzufassen sind, die sich von hier zwischen den krystallinischen Schiefern des Westens, der Masse des Vitosch und den balkanischen krystallinischen Gesteinen nach Nordnordwest bis an die Donau verfolgen lässt, von wo sie weiterhin in den Banater Gebirgen sich nordwärts fortsetzt.

Die rothen und weissen Sandsteine bilden das unterste Glied über dem krystallinischen Grundgebirge, darüber folgen dann graue und weisse dichte Kalke (Trias-Form.), sowie auch jurassische und cretacische Bildungen (schieferige Sandsteine, Mergel und Kalke). Eine bedeutendere Rolle spielen vor Allem mächtige, hellgefärbte Nerineen-Korallenkalke. Endlich wird auch das Braunkohlen-Becken von Cirkva am westlichen Fusse des Vitosch erwähnt.

6. Die obermösischen Gebirge und das obere Moravagebiet.

Ein fast durchwegs krystallinisches Schiefer-Gebirge, in welchem phyllitische Gesteine und Gneisse die Hauptrolle spielen. Zahlreiche Rhyolith- und Trachyt-Durchbrüche liegen in diesem Gebiete (westlich und nördlich von Trn, bei Egri Palanka, Vranja, Vlasiditza u. s. w.).

Hochstetter spricht die Meinung aus, dass das obermösische Gebirge, der Schar Dagh und der Pindus ein zusammengehöriges Ganzes bilden sollen, welches „den Charakter einer westlichen Centralkette“ annehmen würde. Nach Boué und Viquesnel wäre dies wenigstens für den Pindus nicht anzunehmen und würde der weitere südliche Verlauf der krystallinischen Zone durch Thessalien und Attica und Negroponte zu verfolgen sein. Eine endgiltige Entscheidung der Frage ob im Pindus krystallinische Gesteine eine Rolle spielen, wird erst eine geologische Untersuchung des, geologisch eine Terra incognita darstellenden mittleren Pindusgebietes ergeben. Ein Verzeichniss von Höhenbestimmungen und ein ausführliches Register schliessen diese inhaltsreiche Abhandlung.

(104) — — **M. Stephanesco.** Sur le terrain quaternaire de la Roumanie et sur quelques ossements des Mammifères tertiaires et quaternaires du même pays. Bull. soc. géol. 1872, 3. Ser. I. S. 119.

Das Vorkommen von *Mastodon avernensis* u. *Borsoni* im jüngeren Tertiär, von *Elephas meridionalis* an der Basis des Diluviums, und von *Elephas primigenius* und *Bos primigenius* im Löss.

(105) 1872. **Anton Pelz.** Aus der europäischen Türkei. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1872, S. 313.

Aus einem Schreiben an Dr. Ami Boué über die geologischen Verhältnisse des oberen Maritzathales. Das Hinübergreifen der Trachyte auf

das linke Maritzaufer, die grössere Ausdehnung und Verbreitung der noch in ihrer Lagerung gestörten Eocän-Gebilde um diese Trachytmassen herum und das Vorkommen von älteren (von Pelz mit den azoischen Bildungen des böhmischen Silurbeckens verglichenen) Kiesel-Schiefern, Quarziten und Eruptivgesteinen gegen die Tundscha hin wird besprochen. Letzteres scheint in bester Uebereinstimmung zu stehen mit den im nachfolgenden anzuführenden v. Fritsch'schen Ergebnissen, der über den Granit und Granitgneiss südöstlich von Kesanlik gleichfalls das Vorkommen von Thonschiefern und Kieselschiefern erwähnt, die als Unterlage der mesozoischen Bildungen auftreten dürften. (l. c. S. 8.)

(106) 1872. **K. Paul.** Geologische Notiz aus Bosnien. Verhandl. 1872, S. 327.

Die ersten neueren Excursions-Ergebnisse über die Geologie von Nord-Bosnien. Das Gneiss-Vorkommen bei Kobasch an der Save. Congerien-Schichten und Planorbis-Kalk bei Derbent. Austernbank (mit *Ostrea gingensis Chl.*) Mühlstein-Conglomerat von Plehan.

(107) 1873. **Anton Pelz.** Die Maritzathalbahn. Geologische Profile aus der europäischen Türkei. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1873, S. 61.

Aus einem Schreiben an Dr. Ami Boué in der Abhandlung im Jahrbuch 1873, S. 289 ausführlicher besprochen.

(108) — — Ueber das Vorkommen tertiärer Bildungen im oberen Maritzathale. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. XXIII, S. 289—294. Mit einer Kartenskizze.

Es wird nachgewiesen, dass „zwischen den südlichsten Ausläufern des Balkan (dem thracischen Mittelgebirge Karadscha Dagh und der nördlichen Rhodope) nicht nur diluviale und alluviale Bildungen vorkommen, sondern dass an der Ausfüllung des weiten Beckens auch alttertiäre Nummuliten führende mergelige Kalke und Sandsteine (in z. Th. steiler Aufrichtung), bei Tschirpan, sowie südlich davon am rechten Maritza-Ufer und in der Umgebung von Hasköj (Chasköi), sowie horizontal gelagerte neogene pflanzenführende Mergel-Schiefer und Sandsteine (nördlich von Chasköi) theilnehmen.

(109) — — **J. G. Schoen.** Mittheilungen in topographisch-geologischer Beziehung über eine Reise längs der Küsten Griechenlands und durch die europäische Türkei. Verhandlungen des naturforschenden Vereines in Brünn, XI. Bd. Jahrgang 1882, S. 69—86.

Anregend geschriebene topograpische Schilderungen. Die geologischen Bemerkungen sind unwesentlich.

(110) — — **E. Fuchs et Sarasin.** Notes sur les sources de pétrole de Campina (Valachi). Genève.

(111) 1874. **Rud. Hörnes.** Geologischer Bau der Insel Samothrake. (Vorgelegt 11. Dec. 1873.) Denkschriften d. k. Ak. d. W. XXXIII Bd.

„Samothrake besteht aus einem abgebrochenen Stück altkrystallinischen Kettengebirges, welches bei einem Streichen von Südwest-Nordost übereinstimmt mit der Richtung der Phyllit-Rücken des Kuru-Dagh und Tekir-Dagh am Meerbusen von Saros und daher am Festlande seine Fortsetzung findet." Ein granitischer Kern wird von Thon- und Hornblende-Schiefer in SO und NW. begrenzt. Ersterer enthält Urkalklager. Trachytische Kuppen und vulcanische Tuffe treten besonders im nordwestlichen Theile auf. Ausser einer kleiner Scholle von Nummulitenkalk im NW. finden sich an den Küsten nur junge Sand- und Schottermassen (diluvial?) und sehr junge Meeresablagerungen.

(111a) — — **Edwin Rockstroh.** Ueber den Balkan. Von Vraca nach Sofia. Mitth. der k. k. geogr. Gesellschaft in Wien 1874. S. 439—455.

Zu Fuss zog der unternehmende Biologe von Lom über Kutlovica nach Vraca, von hier über Ljutibrod und Ljutikova direct nach Sofia. Seite 452 finden sich einige geologische Angaben. Er spricht hier von dem nördlichen Steilabhange des Berkovica-Balkan „wobei (von Berkovica aus) der Weg über krystallinisches Gestein (Granit etc.) führt", auf ein „nach Süden geneigtes Plateau". „Der ganze Balkan aber bildet hier eine compacte nicht durch Längsthäler zertheilte Masse mit Kalken und einer schmalen Zone von Sandstein am Südrand."

Ueber seine in diesem Aufsatze beschriebenen Route führt er die folgende geologische Bemerkung an: „Sowohl die nördlichen, als die süd-

lichen Gebirgszüge weisen hier (Route Ljutibrod-Sofia) Granit, Gneiss, die südlichen auch Phorphyr auf. Diesen Gesteinen sind südlich von Orhanié Thonschiefer und am Südabhang, gegen die Ebene von Sofia, bunte Sandsteine an- und aufgelagert. Der Thonschiefer zeigt ausserordentlich deutliche Tafel- und stengelförmige Absonderung."

(112) 1874. **A. Boué.** Note sur les Frontières de la Bosnie, de l'Herzégovine et du Monténégro. Excursion au Kom et au Dormitor. (Mit 2 Gebirgs-Ansichten.) Mémoires Taf. XIII, S. 17—22.

Ueber die von J. Pantoczek und Dr. Knapp (1872) ausgeführte Reise (Aductationes ad floram et Faunam Herzegovinae, Cernagorae et Dalmatiae. Schriften der Gesellschaft für Naturwissenschaften von Pressburg 1874 VIII, S. 143.

Der Kom besteht aus dolomitischem Kalk (Jura?)

In einem Briefe Boué's in demselben Hefte S. 83—87, bespricht er Mittheilungen, welche ihm von Seite des Herrn Ingen. Pelz geworden waren über die Umgebung von Philippopel, und andere neuere Publicationen. (Studien über Bosnien und die bosnischen Bahnen. Allgem. Bauzeit. von Forster 1873.)

(113) 1875. **Franz Toula.** 1. Geologische Untersuchungen im westlichen Balkan und in den angrenzenden Gebieten. Kurze Uebersicht über die Reiserouten und die wichtigsten Resultate der Reise. LXXII. Bd., Sitz.-Ber. d. k. Ak. d. W. Oct. 1875.

Die genauere Altersbestimmung mancher Bildungen konnte erst in den detaillirten Berichten vorgenommen werden.

(113a) — — **A. W. Popowič.** Geološke crtice o Srbiji (Geologische Notizen aus Serbien). Der Verfasser hat Herrn Szabó auf dessen Reise durch Serbien begleitet und den angeführten Reisebericht in der serbischen Zeitschrift Otačbina (Juni-Heft) veröffentlicht.

(114) — — **Felix Kanitz.** Donau-Bulgarien und der Balkan. Historisch-geographisch-ethnographische Reisestudien aus den Jahren 1860—1875. 1. Bd. Leipzig.

In diesem in vieler Beziehung sehr interessanten Reisewerke finden sich an verschiedenen Stellen auch geologische Bemerkungen. Herr Kanitz hat, besonders auf v. Hochstetter's Andrängen, im späteren Verlaufe seiner Reisen, ab und zu auch Gesteinsproben mitgenommen, Hofrath von Hochstetter hat die betreffenden Stücke sodann so weit es möglich war bestimmt und zumeist auf Grund dieser Bestimmungen kamen offenbar die gelegentlichen geologischen Bemerkungen in das Reisewerk; leider wird in dem Reisewerke nicht angeführt, welche Angaben auf eine verlässliche Bestimmung der Gesteinsproben basirt sind, wesshalb die Angaben nur mit Reserve zu gebrauchen sind. Im ersten Theile (1875) finden sich derartige Bemerkungen noch nicht, auf S. 188 und 262 ein Hinweis auf die oben erwähnten Gesteinsbestimmungen in den Verh. d. geol. R.-A. 1868, Nr. 16.

(114a) — — **Prof. F. Szabó's** Reise in Serbien. Ausland 1875. S. 150—153. Auszug aus einem in der ungarischen geologischen Gesellschaft zu Pest gelesenen Bericht über seine im Jahre 1874 ausgeführte Reise in die Erzreviere im östlichen Serbien und in die südlichen Theile Serbiens (Knyazewatzer Bezirk und auf den Kopavnik) zur Vervollständigung seiner im Jahre 1872 ausgeführten Routen.

(114b) 1876. — — Untersuchung einiger vulcanischen Gesteine aus Ungarn und Serbien.

Földtani Közlöny 1—15.

(115) 1876. **Rudolf Hörnes.** Ein Beitrag zur Kenntniss fossiler Binnenfaunen (Süsswasserschichten) unter den sarmatischen Ablagerungen am Marmara-Meere. LXXIV. Bd. d. Sitz.-Ber. d. Ak. d. Wissensch. naturw. Classe. Betrifft das Vorkommen von Süsswasserablagerungen unter den sarmatischen Mactrakalken in der Nähe von Konstantinopel (nach Neumayr's Aufsammlung), welche in vollkommener Uebereinstimmung stehen mit den vom Prof. R. Hörnes in der Gegend von Troja (Hissarlik) beobachteten „Schichten von Renkiöi" und viele Aehnlichkeit besitzen mit den von Hochstetter über den Mactrakalken angetroffenen Süsswasserbildungen (der levantinischen Stufe).

(116) 1876. **A. Bittner, M. Neumayr u. F. Teller.** Geologische Arbeiten im Orient. Verhandl. d. k. k. geol. Reichs-Anstalt 1876, S. 219—227. Kurze Reisebriefe über die Hauptergebnisse der Reise im Jahre 1876.

(117) — — **Dr. M. Neumayr.** Ueber einige neue Vorkommnisse von jungtertiären Binnenmollusken. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1876, S. 366.

Behandelt unter anderem auch das Vorkommen in den Paludinenschichten der Walachei (Plojesti und Krajova), woraus sich ergibt, dass die Paludinenschichten Rumäniens weit innigere Verwandtschaft mit jenen Westslavoniens, als mit denjenigen in den weit näher gelegenen Ablagerungen Siebenbürgens, Ungarns und Ostslavoniens zeigen.

(118) — — Das Schiefergebirge der Halbinsel Chalkidike und der thessalische Olymp. Jahrb. d. k. k. geol. Reichs-Anstalt 1876, S. 249—260.

Hierin wird zuerst das cretacische Alter für gewisse krystallinische Schiefergesteine (Phyllit, Chlorit-Schiefer, Glimmer-Schiefer, Gneiss und krystallinischer Kalk) angesprochen. (Siehe darüber weiter unten 1880.)

(119) 1876. **Gr. Stephanesco.** Nota assupra bassinului tertiar si lignitului de la Bahna. Buletinul societatii geografice Romane Nr. 9, S. 97—106. Mit einer geologisch-colorirten Karte des Gebietes zwischen Bahna, Verciorova und Turn-Severin.

Auf dieser Karte sind ausgeschieden: Azoische Gebilde um das Tertiärbecken von Bahna bei Verciorova und von dem Katarakte des eisernen Thores bis gegen Gura Vaii, zwischen beiden werden cambrische Schichten verzeichnet, während secundäre Bildungen in einer schmalen Zone bei Gura Vaii angegeben werden. Von dem letztgenannten Orte donauabwärts bis Kladova erstrecken sich wieder Tertiärbildungen. In einem Querschnitte durch das Becken von Bahna (von O.—W.) wird eine grosse Reihe von Schichten angeführt. Auf den Schiefern in Osten liegen Kalke mit *Clypeaster* und *Scutella*, zu oberst treten Mergel mit Congerien auf. Der Lignit wird im westlichen Muldenflügel angegeben, im Liegenden von Thonen mit *Ostrea crassissima*, im unmittelbar Liegenden von *Cerithium plicatum* und *Buccinum miocenicum* führenden Thonen. Die Darstellung in diesem Profile ist etwas klarer als jene im Bull. de la soc. géol. de France vom Jahre 1878 (s. u.).

Von den Tertiärbildungen bei Kladova sprechen schon Huot und auch d'Archiac. (Hist. d. Progr. de la géologie. Bd. II).

(120) — — **K. F. Peters.** Die Donau und ihr Gebiet. Eine geolog. Skizze. Leipzig. S. 313—348. Das Daco-Mysische und das Pontische Becken. Der Balkan. Die Dobrudscha.

(121) — — **Br. Symons.** Mining Journal. Oct. 1876. Ueber serbische Erzbergbaue (Maidanpeck und Majdan Kučaina).

(122) 1877. **Franz Toula.** Geol. Unters. im westlichen Theile des Balkan etc.

2. Barometrische Beobachtungen. LXXV. Bd. d. Sitz.-Ber. 11. Jänner 1877.

3. Die sarmatischen Ablagerungen zwischen Donau und Timok. (Mit 1 Tafel.) LXXV. Bd. d. Sitz.-Ber., März 1877.

4. Ein geologisches Profil über den Sveti Nicola. LXXV. Bd. d. Sitz.-Ber., April 1877. Mit einer geol. Kartenskizze und 8 Tafeln.

(123) — — **C. D. Pilide** macht Mittheilung über einen von den Herren Professoren Gr. Stefanesco und C. Robescu gemachten Fund von Fossilresten im Karpathensandsteine der Walachei mit Albienformen. Verhandl. 1877, S. 71. Im Prahovathale bei Sinaja.

(124) 1877. — — beschreibt in seiner Arbeit über das Neogen-Becken nördlich von Plojesci (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1877, S. 131—142) das Vorkommen der Tertiärablagerungen am Südfusse der transylvanischen Karpathen und gliedert dieselben in folgender Weise:

1. Schichten der ersten Mediterran-Stufe, (Gypsführende Steinsalz-Formation bei Slanik und Telega).

2. Schichten der zweiten Mediterran-Stufe. Nulliporenkalk (Leithakalk), marine Thone und Sandsteine.

3. Die sarmatische Stufe mit den bezeichnenden Fossilien.

4. Die Congerien-Stufe (Pontische Stufe), graue Thone, Sand und Mergel. Fällt nach Süden mit 24° unter die diluvialen Schottermassen ein.

Enthält vorzugsweise Süsswasser-Schichten (Vivipara Arten) neben Melanien, Congerien und einem *Unio*, und wird sehr ähnlich den äquivalenten Bildungen von Kischenew und in der Krim; es ist auch die petroleumreichste Schichte.

(125) 1877. **L. Burgerstein.** Beitrag zur Kenntniss des jungtertiären Süsswasserdepots bei Ueskueb. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., S. 243—250.

Bearbeitung einer Anzahl von Fossilien.

(126) — — **Felix Kanitz.** Donau-Bulgarien und der Balkan. Reisestudien aus den Jahren 1860—1876. II. Bd. Leipzig 1877.

Im zweiten Theile (1877) sind geognostische Bemerkungen nicht selten.

S. 29 werden die horizontal lagernden Kalk- und Mergelschichten an der Jantra bei Bela (Biela) erwähnt.

S. 118 wird des schon vor Lennox (1866) gefundenen und von Hochstetter (1869) besuchten Kohlen-Vorkommens bei Selci gedacht, und

S. 119 von dem durch Schröckenstein schon 1871 beschriebenen nordbalkanischen Kohlenlager gesprochen.

S. 247. Vom Oberlaufe des Vid heisst es, dass er in einer tiefen Furche granitischen Urgesteins verlaufe, „das wechselweise grüner phyllitisch-serpentinartiger Schiefer, dann Hornblendegneiss, dünnplattiger Mergel, Sandstein, reiner feinkörniger Quarzit, grüner schieferiger Sandstein u. s. w. überlagert und durchsetzt“.

S. 281 heisst es: „Im Osikovačker Bachbette steht dichter, weisser, marmorartiger Kalk an. So bestätigt sich hier Foetterle's Vermuthung, dass auf die unteren Kreideschichten bei Jablanica gegen Süden triassische Gesteine folgen dürften“. Mit nichten! Es ist hier noch Kreide, und unter dieser folgt sofort paläozoischer Schiefer. Auch die folgenden Bemerkungen über die rothen Conglomerate und dichten Kalksteine, „die sich aber später als die constituirende Gesteinsart bis hinauf in die höchste Region des Etropol-Balkans erwiesen“, ist nicht zutreffend, dagegen stimmt die Bemerkung auf

S. 285 dass nach jenen Kalken granitische Gesteine und Thonschiefer folgen, mit dem thatsächlichen Verhalten gut überein.

S. 293 werden auf der Strasse von Vraces bei Orhanie nach der Höhe des Etropol-Balkan Thonschiefer mit Dioritgängen erwähnt, welche Angabe zu Recht besteht, nur sind es keine „Phyllite“, welche das constituirende Gestein bilden, sondern paläozoische (Carbon?) Schiefer mit einer mächtigen Stockmasse syenitischen Gesteines.

S. 316 u. 317 wird die Route über den Berkovica-Balkan beschrieben. Auf karstartige Kalke folgen lichte Quarzsandsteine, dann graue kalkige Sandsteine. Nach der Passirung der Höhe kommt unter dem weissen und rothen Sandsteine „schwarzglimmeriger Granit zu Tage, mit Diorit- und Porphyrgängen, von Gneiss-, Thon- und Mergelschiefer überlagert. (1875 Nr. 113 hatte ich vorläufig die nähere Deutung der Gesteine dieser Route vorgenommen).

S. 333 werden die Verhältnisse bei Ignatica erörtert. Die Angabe auf S. 337, dass von Ignatica bis zur Einmündung des Iskrec krystallinische Gebilde vorwalten, ist nicht ganz zutreffend, dasselbe gilt von der Annahme einer kohlenführenden mesozoischen Formation im weiteren Verlaufe.

S. 356 Beim Aufstieg zum Berkovica-Balkan (über den Kitko) erwähnt Kanitz graue schieferige und dichte Kalke „so weit das Auge reicht“, bedeckt mit Grauwacken-Conglomeraten, eine mit meinen Beobachtungen in diesem Gebiete nicht übereinstimmende Angabe, indem nur unmittelbar nordwärts bei Berkovica im Phyllitgneiss ein Lager von krystallinischem Kalk ansteht, der ganze Nordhang dagegen aus halbkrystallinischen Schiefern besteht.

S. 369 findet sich die ganz richtige Angabe, dass bei Gozdusa eine wellig gefaltete Sedimentärbildung (es ist Wellenkalk) auftrete.

S. 370 wird das Auftreten des rothen Sandsteines richtig angeführt.

(127) — — **O. Blau.** Reisen in Bosnien und der Hercegovina. Berlin 1877.

Die geologischen Ergebnisse der Reisen wurden schon oben (1867) besprochen.

(128) — — **H. Sterneck.** Geographische Verhältnisse, Communicationen und das Reisen in Bosnien, der Hercegovina, und Montenegro. Wien 1877. Mit

4 color. Tafeln, 56 Seiten. Enthält eine Uebersichtskarte, in welcher die Vertheilung einiger Gesteinsarten und verschiedener nutzbarer Mineralien durch farbige Kreisflächen angedeutet ist.

(129) 1878. **B. v. Cotta.** Fortsetzung der Banater Erzlagerstättenzone nach Serbien. Berg- und Hüttenmännische Zeitung 1878, S. 37.

Kurze Notiz über Andreé's Untersuchungen in Serbien.

(130) — — **Franz Toula.** Geol. Untersuchungen im westl. Balkan etc.

5. Ein geol. Profil von Sofia über den Berkovica-Balkan nach Berkovac.

6. Von Berkovac nach Vraca.

7. Ein geologisches Profil von Vraca an den Isker und durch die Isker-Schluchten nach Sofia.

LXXVII. Bd. d. Sitz.-Ber. d. k. Ak. d. W. März 1878. Mit 12 Taf. und 6 Holzschnitten.

(131) — — **Coquand.** Studien zwischen Rodosto und Adrianopel.

Bulletin de la Société géologique de France, S. 337.

Constatirt das Vorkommen von Congerienschichten bei Rodosto und am Zusammenflusse von Arda und Maritza. Im Ardathale treten Eocänbildungen über Trachyt gelagert auf. Es sind Trachyt-Conglomerate mit Manganerz, und Trachyttuffe, über welchen zuerst eine Lage von Jaspis und Chalcedon mit Korallenresten und Manganerzknollen auftritt. Korallenkalke mit *Ostrea gigantea* und *Numm. perforata*, sowie rothe Mergel (ohne Fossilreste) folgen darüber. Am rechten Ufer der Arda tritt Säulenbasalt auf. Bei Karabi liegen Sandsteine und Conglomerate (nach Coquand Aequivalente der Schichten von Fontainebleau) über den Eocänbildungen. Stellenweise liegen diese unmittelbar auf Gneiss, Amphibolit und Glimmerschiefer des Massivs auf.

(132) 1878. **M. Stephanesco.** Note sur le bassin tertiaire de Bahne. Extr. du Bull. de la soc. géol. de France. 3. Serie V. 387.

Das von azoischen Schiefern umschlossene Tertiärbecken von Bahna wurde schon 1876 kartographisch dargestellt (s. o.), auch erwähnte es, schon Lessmann im Jahre 1871, der das Vorkommen von Cerithien-Schichten daselbst constatirte.

Stephanesco weist das Vorkommen von mediterranen Ablagerungen nach, unter welchen Bildungen mit *Cerith. plicatum* (also wahrscheinlich Aequivalente der ersten Mediterranstufe) auftreten.

Von Verciorova bis zum eisernen Thore treten auf: zuerst Glimmerschiefer, dann bei der Eisenbahnstation grauweisser Kalkstein, weiterhin harte Sandsteine und Conglomerate und schwarze und rothe Schiefer mit Pflanzenspuren (silurisch oder cambrisch?), dann folgt wieder Glimmerschiefer und Gneiss. Alle Schichten streichen südlich nach Serbien hinüber. Die Felsen des eisernen Thores sind Glimmerschiefer, welche südöstlich bis Gora Vaii anhalten und dann von Tertiärschichten überlagert werden.

(133) — — **F. Becke.** Gesteine von der Halbinsel Chalkidike. Gesteine von Griechenland. Sitz.-Ber. d. math. naturw. Classe. LXXVIII. Bd.

(134) — — und 1879 auch in Tschermak's mineralogisch-petrographischen Mittheilungen. Neue Folge Bd. I, S. 242 und 459 und Bd. II., S. 17.

(135) — — **H. Gintl.** Vorkommen und Handelsverhältnisse des Petroleums in Rumänien. Oesterr. Zeitschr. f. Berg- und Hüttenw. 1878, Nr. 45 und 46, S. 460 und 475. (Aus der „Oesterr. Monatsschrift für den Orient".)

Bei Slanicu südlich von Okna in der Moldau findet sich das Petroleum in der Eocän-Formation. Zu oberst liegen plastische Schiefer in mächtigen Lagern etwas aufgerichtet, in der Tiefe wechseln sie mit Sandsteinen ab. Im Liegenden ist die Schichtenstellung horizontal. (Nach Angaben des Herrn Heinrich Walter, k. k. Ober-Bergcommisär in Lemberg.)

In der Walachei liegt das Petroleum im Miocän-Gürtel. „In Baikoiu und Tintea tritt Schiefer mit einem Conglomerat von Glimmer und Chloritschiefer, Quarzit und Gneiss auf" (aus derselben Quelle). Die Petroleum-Vorkommnisse erstrecken sich von Kolibas und Baikoiu über Pukureti, Tintea und Duftinesti bis Sarate und Rimnik Sarat.

(136) 1879. **Th. Fuchs.** Ueber neue Vorkommnisse fossiler Säugethiere von Jeni Saghra in Rumelien etc. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1879, S. 49 ff.

Beim Dorfe Bogdan Mahale (nächst Jeni Saghra) wurden von Hans Fasching Reste von *Elephas meridionalis* und *Hypopotamus major*, also Reste aus den jüngsten Ablagerungen der Tertiärzeit, unter einer Lehm-(Löss-) Lage aufgefunden.

(137) 1879. **Anton Pelz.** Ueber das Rhodope-Randgebirge südlich und südöstlich von Tatar-Bazardžik. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., XXIX., S. 69, mit einer Kartenskizze, Taf. VI.

Handelt von dem geol. Bau der Rhodope-Ausläufer. Krystallinische Schiefer spielen die Hauptrolle. Krystallinische Kalke haben eine ziemliche Verbreitung an Baba Bair und an der Kritschma. Die Erzführung der Gneisse wird hervorgehoben (wurde schon von Boué erwähnt 1840, S. 160). Es ist hauptsächlich Magnetitsand wie bei Samakov. Die geringere Verbreitung der Serpentine, das Auftreten der Trachyte und die (durch Trachyteruptionen) gestörten etwas kohleführenden Neogenbildungen werden besprochen. Die Karte umfasst das Gebiet zwischen der Maritza südlich von Tatar-Pazardžik bei Radilovo und östlich bis an den Dermen Dere.

(138) — — **Anton Rzehak.** Geologische Beobachtungen auf der Route Brood-Serajevo. Verhandl. der k. k. geol. R.-A. 1875, S. 98—100.

Ausführlicher unter demselben Titel erschienen als Sonder-Abdruck aus dem XVIII. Bd d. Verh. d. Naturf.-Vereines in Brünn. (1—22.)

Nach den alluvialen und diluvialen werden die tertiären Ablagerungen besprochen. Bei Doboj wird am Castellberg ein „pyrogenes amphibolitisches Gestein“ erwähnt. (Wird in der zweiten Arbeit als Diabas bezeichnet.) Dieses soll verändernd auf die benachbarten Sedemente gewirkt haben. Kalk der der Juraformation „zugehören dürfte“, wird hinter Dobaj, weiterhin wird dann Serpentin erwähnt. In Ersterem wurden von Paul Nummuliten gefunden. Erst bei Vranduk führt Rzehak (in dem ersten Aufsatze) Macigno-Gestein an mit *Chondrites intricatus Brg.*

Im Thalbecken von Zenica werden die tertiären, Pflanzen und Braunkohlen führenden Schiefer, Sandsteine und Conglomerate besprochen.

Es wird in der zweitgenannten Arbeit auch angeführt, dass der Serpentin von Zepče aus einem Gabbro-Gesteine hervorgegangen sei. Auch das (von Fr. v. Hauer und v. Zepharovich in den Verhandlungen der k. k. geol. R.-A. 1879, Nr. 6 resp. 9 ausführlich beprochene) Miemit-Vorkommen von Zepče wird erwähnt.

(139) — — **Julian Niedzwiedzki.** Geol. Untersuchungen im westlichen Theile des Balkan etc.

8. Zur Kenntniss der Eruptiv-Gesteine des westl. Balkan. LXXIX. Bd. d. Sitz.-Ber. März, 1879.

(140) — — **Dr. E. Tietze.** Ueber die wahrscheinliche Fortsetzung einiger in Croatien entwickelter Formationstypen nach Bosnien.

Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1879. S. 156—160.

Vor allem wird die Ausdehnung der Flysch-Formation und der Serpentine besprochen und die Altersfrage der Flysch-Gesteine erörtert, auch wird die innige und durch Uebergänge vermittelte Verknüpfung gewisser krystallinischer Gesteine mit den Flysch-Gesteinen hervorgehoben.

(141) — — **Th. Andrée.** Die Erzlagerstätten vom Oreskovica-Bach in Serbien. Oesterr. Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen Nr. 20.

Dieses Erzvorkommen liegt genau in der südlichen Fortsetzung der westl. Banater Eruptiv-Gesteinszone, am westl. Abhange der Wasserscheide zwischen Peck und Mlava. Ein Glimmer-Porphyrit hat den dichten Kalkstein in körnigen Kalk umgewandelt. Mit einer granatreichen Gesteins-Contactzone sind die Erze: Kupfer- und Schwefelkies und Magneteisenerz verbunden.

(142) — — Die Erzlagerstätten von Krivelj, Bor und Umgebung. l. c. Nr. 34, S. 409.

Dieselben liegen in dem östlichen Parallel-Erzzuge an der Slatina, einem Zuflusse des Timok. Bei Krivelj liegen die Erze in Urthonschiefer (Eisen- und Kupferkiese und Bleiglanz); in der Nähe wird Porphyr angegeben.

Bei Bor wird ausser dem Erzvorkommen (gleichfalls in Thonschiefer eingesprengt), auch lignitische Braunkohle angegeben.

(143) **K. Paul.** Aus den Umgebungen von Doboj und Maglaj. Verhandl. der geo R.-A. 1879, S. 205.

Die Flysch-Gesteine vor Doboj entsprechen dem jüngeren Eocän-Eruptiv-Gestein bei Doboj. (Nach Schafarzik Földtani közlöny 1879, S. 166 ist es Diabas).

Serpentinkalk und Korallenkalk bei Doboj.

Nummulitenkalk zw. Doboj und Maglaj.

Bei Gračanica tritt unter den Nummulitenkalken Sandstein, Kalk- und Fleckenmergel auf, und in diesem letzteren wurde *Aptychus angulicostatus* gefunden und dadurch die betreffenden Bildungen als sicher neocomen Alters erkannt. Im Liegenden echte Flysch-Gesteine mit Fucoiden.

(144) 1879. **Dr. E. Tietze.** Aus dem Gebiete zwischen Bosna und Drina. Verhandlungen d. geol. R.-A. 1879, S. 232.

(145) — — Route Vareš-Zwornik l. c. S. 260.

(146) — — Aus dem östlichen Bosnien l. c. S. 283.

Nr. 1. Flysch an der unteren Bosna. Mesozoische-Bildungen bei Vareš, unter welchen paläozoische Schiefer in Sattelaufbrüchen auftauchen. Eisenerze von Vareš.

Nr. 2. Umgebung von Zwornik und Srebrenica, ältere Schiefer-Gesteine mit mächtigen Quarzmassen. Aphanitische und granitische Massen-Gesteine.

Nr. 3. Lignite bei Janja. Tertiär-Ablagerungen bei Tuzla und an der Spreca, sowie mit Braunkohlenführung an der unteren Bosna und bei Zenica und Visoka. Rotheisen im Serpentin bei Sokol. In der Umgebung von Zepče: Flysch-Gesteine mit Serpentin und Grünstein, viel Hornstein und Rotheisen.

(147) — — **K. v. John.** Ueber einige Eruptiv-Gesteine aus Bosnien. Verhandl. d. geol. R.-A. 1879, S. 239.

Diabas vom Dobojer Schlossberg und zwischen Maglaj und Zepče. Olivin-Gabbro von Maglaj. Serpentin von Zepče.

(148) — — **Anton Pelz.** Quartärformation in Thracien. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1879, S. 248—252.

Ueber Quartär- und Pleistocän-Bildungen bei Jeni Saghra, an der Tundscha und von der oberen Maritza und ihren Zuflüssen.

(Der von Herrn Pelz erwähnte Rest von *Elephas* stimmt am besten mit *Elephas antiquus* überein.)

(149) — — **Edm. v. Mojsisovics.** Reiseskizzen aus Bosnien. Verhandl. d. geol. R.-A. 1879, S. 255 und 282.

Nach Passirung der Flysch- und Kalkzone werden südlich von Travnik widersinnig gelagerte Grauwackenbildungen, Thonglimmerschiefer, Glimmerschiefer und Gneisse angeführt. Darüber liegen rothe Sandsteine, Quarzit und Werfener Schiefer.

Ein Zug trachytischer Gesteine tritt in „der nächsten Nähe der Bruchlinie" auf. Erzführender Kalk.

Westlich vom Verbas bereits das Gebiet des dalmatinischen Faltensystemes. In der Radusa Planina wieder paläozoische Gesteine und Werfener Schiefer mit Gyps-(Salz?) führendem Mergelthon.

Bau des südlich von Bihač-Jaice gelegenen Gebietes: Eine breite Kalkzone mit Verwerfungen, aus Trias, Jura und Kreide bestehend. Die Trias: fossilienarme Dolomite, dunkle Crinoidenkalke, Posidonomyenschiefer. Im Werfener Schiefer bei Varcar-Vakuf *Avicula Clarai*.

Der Jura: graue und gelbe Kalke, weisse Oolithe.

Die Kreide: Mergelige Gesteine mit Bänken von Rudisten-Kalken.

(150) — — **A. Bittner.** 1. Route Serajewo-Mostar. Verhandl. der geol. R.-A. 1879, S. 257.

(151) 2. Aus der Herzegowina. Verhandl. 1879, S. 287 u. 310.

(152) 3. Vorlage der geologischen Uebersichtskarte der Herzegowina und des südl. Theiles von Bosnien. Verhandl. 1879, S. 351.

1. Kalke der unteren Trias bei Serajewo. (Congerien-Schichten bei Lukavica). Werfener Schiefer bilden die Unterlage der Kalke, unter diesen treten thonglimmerschieferähnliche Gesteine auf. Im Werfener Schiefer bei D. Jablanica wurden Myorphorien gefunden (cf. *M. costata*). Ueber den Triaskalken folgen, weiter südwärts, mächtige Kalkmassen (Jura und Kreide).

2. Karst-Terrain im Westen. Bei Mostar-Blagay, Gradai, Ljebuski bis Stolac wurden Nummuliten führende Eocän-Ablagerungen constatirt. Flyschmergel

und Flysch-Sandsteine bilden das Hangende der Kreidekalke im Čemerna-Rücken. Weiter nordwärts gegen die Drina hin treten über Werfener Schiefern (mit *Posidonomya Clarai*, *Myaciten* u. dgl.) Trias-Kalke (Recoarokalk mit *Encrinites gracilis*) auf. Darunter kommt dann ein Palaeozoischer Complex zu Tage (glänzende Thon-Schiefer, Sandsteine und Quarzite). Bei Prača wurden Carbon-Fossilien gefunden (*Spirifer* und andere Brachiopoden, Crinoiden und eine *Phillipsia*). Nördlich von dem palaeozoischen Aufbruche an der Drina liegen in weiter Entwickelung triassische Bildungen.

(153) 1879. **K. M. Paul.** Beiträge zur Geologie des nördl. Bosnien. Jahrbuch d. k. k. geol. Reichs-Anstalt 1879, S. 759—778.

Bergrath Paul hatte Gelegenheit die Gegend nördlich vom Sprečathale genauer kennen zu lernen. Ihm gelang es mehrere Glieder im Flysch zu unterscheiden. Bei Gračanica fand er eocänen Flysch, darin eine Mergelbank mit *Aptychus angulicostatus*. An der Majevica bei Gornja Tuzla fand er Flysch-Sandsteine mit den bekannten Hieroglyphen und in Thoneisensteinlagen des Flysch auch einige Bivalven und *Aporrhaïs cf. Moreausiana* d'Orb, ebenfalls eine untercretacische Form.

Bei Doboj fand er einen Complex von Kalken, Eisensteinen, Hornsteinbänken, Serpentin, Gabbro, Diabas etc. über dem Neocom und unter Kalken mit Nummuliten. Auch unterscheidet Paul bereits, bei Kotorsko und am Nordabhange der Majevica Mergel, und Sandsteine als „jüngeren Flysch", und constatirt das Vorkommen aller drei Hauptstufen des Wiener- und des pannonischen Beckens.

(154) — — **K. v. Fritsch.** Beitrag zur Geognosie des Balkan. Vortrag. (Halle 1879.)

Reise in Bulgarien und Ostrumelien. Hallenser Vereinsschriften 1879, (S. 769—775).

Prof. K. v. Fritsch hat von Nikopoli ausgehend drei Balkan-Passagen ausgeführt: 1. von Trojan nach Karlovo, 2. von Kesanlyk nach Gabrova und über Trevna nach Kesanlyk zurück; er kreuzte den Karadscha Dagh und erreichte bei Harmanly die Bahnlinie.

Er constatirt die weite Verbreitung und mächtige Entwicklung der Kreide-Formation — (Orbitolinen- und Caprotinen-Schichten; sowie braune Sandsteine, Conglomerate und Mergelschiefer, theilweise mit „palaeozoischem Aussehen") im nördlichen Balkan, weist das Vorkommen von auf Trias lagernden Jura-Schichten im Trojan-Balkan nach und lässt auch für den Schipka-Balkan ihr Auftreten über wahrscheinlich triadischen Kalken vermuthen.

Ueber Muschelkalk folgen rothe Schiefer, mit einer Einlagerung eines quarzitischen Sandsteines, rothe Kalkknauer Schiefer, rothe und grüne Schiefer und helle Kalke. Den unteren Theil der rothen Schichten möchte v. Fritsch als Keuper und Rhät, den oberen vielleicht schon als Jura auffassen, den hellen Kalk dagegen „gleich dem des Trojan-Balkan als oberen Jura ansehen". Die Kohle von Selce und von Kesanlyk möchte v. Fritsch für untertriadisch halten.

Die von Hochstetter für neocom gehaltenen Sedimentgesteine des Karadscha Dagh wäre er geneigt, Boué's erster Auffassung folgend, für palaeozoisch zu halten.

Aus der ersten Mittheilung über von Hochstetter's Reise, von A. Boué in der Akademie Sitzung am 7. Oct., nach einem Briefe erstattet, geht hervor, dass v. Hochstetter die Kalke nördlich von Eski Saghra gleichfalls anfangs für ältere Bildungen gehalten hat.

(Ausführlich besprochen in den Verhandl. d. geol. R.-A. 1880, S. 28.)

(155) — — **Dr. Const. J. Jirecek.** Die Handelsstrassen und Bergwerke von Serbien und Bosnien während des Mittelalters. Prag 1879.

Eine historische Darstellung der Bedeutung der genannten Länder in Folge ihres grossen Erzreichthums, in der Zeit von 14. bis in das 16. Jahrhundert.

(156) — — **Rud. Baron Potier des Echelles.** Die Productions-Verhältnisse in Bosnien und der Herzegowina. Vorträge gehalten im niederösterr. Gewerbe-Verein und im orientalischen Museum.

Wien 1879, Seidel u. Sohn. 58 Seiten mit einer Karte.

Gibt unter anderem einige kurze Mittheilungen über die Mineralien des Landes, welche auch auf einer Karte eingezeichnet werden.

(157) 1879. **Felix Kanitz.** Donau Bulgarien und der Balkan. Historisch-geographisch-ethnographische Reisestudien aus den Jahren 1860—1878, III. Band, Leipzig 1879.

Auf S. 11 wird auf der Route von Elena nach Sliven (wahrscheinlich in schon bedeutenderer Höhe) neben dem „constituirenden gelben Quarzsandstein" ein Schwarzkohlenflötz angeführt. Es ist keine nähere Ortsangabe gemacht, sondern wird nur hingewiesen, dass es die Fortsetzung des (II. Bd. 119) weiter westlich auftretenden Vorkommens sei.

S. 29. Auf der Route Sliven-Bebrovo wird kurz vor Bebrova ein graugelber dichter Sandstein erwähnt.

S. 82. Auf der Route Osman Bazar-Kasan wird nach Passirung der Passhöhe das Vorkommen des charakteritischen rothen Conglomerats verzeichnet „zwischen Hornstein-Kalken von bedeutender Ausdehnung". (G. Zlatarski fand hier neuerlichst Lias. Boué, der diese Route gemacht hat, erwähnt keine älteren Bildungen, sondern gibt auf seiner Karte nur Kreide-Bildungen an.) Weiter folgen dann verwitterte Porphyre, Schieferthon und verschiedene Glieder der Kreideformation.

S. 169. Eine kurze Darstellung des geologischen Baues des Balkans in seinen drei Haupttheilen auf Grund der von Hochstetter'schen Karte.

S. 292. Es wird ein Brunnen-Profil von der Station Rasgrad gegeben: Humus, Lehm, Löss (bis zu 23 Meter Tiefe), dann lichte poröse petrefactenreiche Kalke (7 Meter); Kalke mit eingeschlossenem Silex (14 Meter); grauer Schiefer (40 Meter).

S. 302. Nördlich von der Eisenbahnlinie Rasgrad-Schumla wird von gelbbraunem Plänermergel (bei Trebiköi auf der Höhe des Deli Orman-Wasserschneide Rückens) und von weissem, plänerartigem, belemnitenreichem Kalkstein (am Kličdere) und endlich am Haskiöi (nahe der Station Saitandžik) von feinkörnig weissen, unter den Mergeln hervortretenden festen Kalkbänken gesprochen.

1880. Im vierzigsten Bande der Denkschriften der kaiserlichen Akademie finden sich die Ergebnisse der von den Herren Dr. Bittner, Dr. Burgerstein, Dr. Neumayr und Fr. Teller (unter Prof. Neumayr's Leitung), in den Jahren 1874, 1875 und 1876 in Thessalien, Griechenland, auf den Inseln und auf Chalkidike ausgeführten Reisen vereiniget, nebst einigen Studienergebnissen des gesammelten Materials. Für das von mir zur Darstellung gebrachte Gebiet kommen davon nur die nachfolgend verzeichneten Arbeiten in Betracht:

(158) Dr. **M. Neumayr.** Der geologische Bau des westlichen Mittel-Griechenland. (Vorgelegt am 18. Juli 1878) S. 91—128.

Nur die nördlichsten Theile dieses Gebietes fallen noch in den Bereich meiner Karte. Die Hauptrolle spielen Macigno-Gesteine: Schiefer und Sandsteine, aus welchen ein eingelagerter Kalksteinzug emportaucht (wahrscheinlich der Gault-Etage entsprechend), dem der an der alten Grenze Griechenlands gelegene Zurnata-Berg angehört, während der Gabrovo westlich, der Budzikaki im Pinduszuge und der Hagios Elias im Osten (im Othrys) einer jüngeren (oberen Kalketage) entsprechen (Hippuritenkalk). Im äussersten Osten des Othrys-Gebirges treten krystallinische Schiefer mit Marmoreinlagerungen auf, über welchen eine obere mächtige Marmormasse auflagert. Diese krystallinischen Gesteine hat Neumayr für metamorphosirte cretacische Bildungen erklärt, so zwar, dass die ersteren dem Macigno und den Gaultkalken, die letzteren aber den Hippuritenkalken entsprechen sollen. Aehnliche Vorstellungen wurden schon früher ausgesprochen. So von Virlet (Boblaye und Virlet, Expédition scientifique en Morée), der in einem Capitel: Terrain calcaréo-talqueux, Phyllite in innigsten Zusammenhang bringt mit körnigen Kalken und diese später direct zur Kreideformation stellt. Auch Viquesnel hat, wie schon erörtert, ähnliche Ansichten aufgestellt (1844). Es ist dies eine noch nicht entgiltig endschiedene Streitfrage.

(159) **Fr. Teller.** Geologische Beschreibung des südöstlichen Thessalien. (Vorgelegt 3. April 1879.) S. 183—208.

(160) Dr. **M. Neumayr**. Geologische Beobachtungen im Gebiete des thessalischen Olymp. (Vorgelegt am 17. Juli 1879.) S. 315—320.

Diese beiden Abhandlungen betreffen die thessalischen Küstengebirge. Dieselben bestehen aus krystallinischen Schiefer-Gesteinen, welche zum Theile sehr mächtig entwickelte Massen von Kalken und Marmoren umschliessen. Durch die Niederung von Larissa — (erfüllt mit neogenen Ablagerungen, älteren terrassirten Schottermassen im ältesten und dem jüngeren Alluvium) — wird davon die thessalische Scheidekette geschieden, welche ihrerseits wieder die beiden grossen thessalischen Beckenebenen trennt und durch die zigariotischen Berge mit der Küstenkette in Verbindung stehen dürfte. Ihre Zusammensetzung aus krystallinischen Schiefern und Kalken hat schon Boué festgestellt. Teller scheidet im südlichen Theile aufgelagerte Kalke, als „mit grosser Wahrscheinlichkeit" der Kreideformation zugehörig aus. Teller spricht sich über das geologische Alter der krystallinischen Schiefer und Kalke hierin mit einiger Reserve aus (S. 207).

Die grösste Marmormasse bildet den thessalischen Olymp, ganz untergeordnet treten Grünschiefer auf. Er bildet ein grosses flaches Gewölbe, an welches sich im Westen noch eine synclinale Falte schliesst. Gegen die jungen Bildungen der thessalischen Ebene schneiden die krystallinischen Gesteine „mit einer gewaltigen Verwerfung ab". Im Hangendkalke (derselbe ist halbkrystallinisch und fast dicht) fand Neumayr am nördl. Thalgehänge über dem Kloster Hagios Dionysios zahlreiche, leider ganz unbestimmbare Versteinerungen.

(161) **Leo Burgerstein**. Geologische Untersuchungen im südwestlichen Theile der Halbinsel Chalkidike. (S. 321—327.)

(162) **M. Neumayr**. Geol. Unters. über den nördlichen und östlichen Theil der Halbinsel Chalkidike. (S. 328—339.)

(Beide Abhandl. vorgelegt am 17. Juli 1879.)

Den nördlichen bei weitem grössten Theil der Halbinsel bilden „jüngere krystallinische Schiefergesteine" der Phyllitgruppe. Chlorit- oder Gneissschiefer bilden die Hauptgesteine, in verschiedenen Niveaux tritt auch Gneiss und mit diesem in Verbindung auch Glimmerschiefer auf. Weisse, zuckerkörnige Kalke treten bald in ungeheuren Massen (Berg Athos), bald in schmalen Zonen in den Schiefern eingelagert auf. Sie bilden die höchsten, gewaltigsten Berge der Halbinsel.

Longos, die mittlere Halbinsel, wird von einem alten grauen Gneiss, der in dicken Bänken bricht, aufgebaut. Graue Glimmerschiefer-Einlagerungen treten untergeordnet auf.

Die südliche Halbinsel (Kassandra) und das Gebiet bis gegen Salonichi besteht aus neogenen Bildungen. Tegel bildet die unterste Schichte, darüber folgen Sand und das Hangende bilden lichte, mehr weniger oolithische Kalke mit einer sarmatisch-pontischen Mischfauna (*Congeria simplex* mit *Mactra*, *Tapes* und *Modiola volhynica*).

(163) Die von **Frank Calvert** und **M. Neumayr** (l. c. S. 357—378) beschriebenen „jungen Ablagerungen am Hellespont" steigen in der Form von Tertiären-Bildungen bis zu 800′ Höhe an. Sie sind der Hauptsache nach Süsswasser-Ablagerungen:

1. Rothe Thone ohne Versteinerungen.
2. Sande und Gerölle mit *Mastodon angustidens* und *Dinotherium bavaricum*.
3. Thone, Mergel, Sande, oolithische Kalkeund Braunkohlen mit Süsswasser-Conchilien (*Unionen*, *Melanopsiden* etc.) und Säugethieren (darunter *Listriodon splendens*, *Phoca pontica* und *Cetotherium priscum*).
4. Sarmatische Kalke.
5. Sand und Gerölle mit der Säugethierfauna von Pikermi (*Hippotherium gracile*, *Sus erymanthius*, *Camelopardalis attica* etc.).

Darüber liegen discordant, aber niemals über 40′ ansteigende Quaternärbildungen — mit Meeresconchylien. (33 Arten, wovon 15 noch heute im Schwarzen Meere leben.)

Schliesslich muss auch der von Bittner, Neumayr und Teller verfasste: „Ueberblick über d. geol. Verhältnisse eines Theiles der ägäischen Küstenländer" angeführt werden. S. 379—415. (Vorgelegt am 22. Jänner 1880.

Mit drei Karten: einer grossen im Masstabe 1:400.000 gehaltenen, „geologischen Uebersichtskarte des festländischen Griechenland und der Insel Euboea“ (von Bittner, Neumayr und Teller), einer „geologischen Uebersichtskarte der nordwestlichen Küstenländer des ägäischen Meeres“ (von Burgerstein, Neumayr und Teller) im Masstabe von 1:500.000 und einer tektonischen Uebersichtskarte eines Theiles der Küstenländer des ägäischen Meeres im Masstabe von 1:850.000.

Die tektonischen Verhältnisse werden dargelegt:

Die nordsüdlich streichenden ätolisch-akarnanischen Bergzüge werden mit den durch Epirus und Albanien streichenden Ketten, dem Pindussysteme, in Zusammenhang gebracht und als ein mit dem Faltensysteme in der Hercegovina, in Dalmatien und West-Bosnien zusammengehöriges grosses Ganzes aufgefasst, das sich südwärts bis zum Cap Matapan erstreckt.

Im östlichen Theile der Halbinsel ist sowohl die Streichungsrichtung der Ketten (Othrys und der zigarotischen Berge), als auch der Gebirgsschichten westöstlich gerichtet, also noch in Uebereinstimmung, während im krystallinischen Gebiete des thessalischen Küstenzuges das im allgemeinen westöstliche Streichen der Schichten senkrecht auf die Richtung der Kammlinie steht.

Derartige Durchkreuzungen sind auch für die krystallinischen Gebiete der Halbinsel Chalcis im westlichen Theile wenigstens, sowie auch auf der Athos- und Longos-Halbinsel nachgewiesen worden. Neumayr vergleicht (1876) das südliche Ende des grossen illyrischen Faltungssystems mit seinem nordsüdlich und westöstlich gerichteten Verlaufe der Kämme mit den divergierenden Ausläufern der Ostalpen. Die Verschiedenheit des Streichens der Kämme und der Gebirgsschichten im Osten wird (1880) dagegen, analoge der Annahmen Boué's und Viquesnel's (z. B. für den Schar) und Hörnes' für Samothrake, auf zwei Phasen der Gebirgsbildung zurückgeführt, deren erste eine Faltung der Schichten, deren zweite aber eine Reihe grosser Brüche, — im allgemeinen von NW. nach SO. gerichtet — zur Folge gehabt „und aus der schon früher gefalteten Schichtmasse eine Anzahl von Ketten herausgeschnitten haben sollen, in welchen das Streichen der Schichten und jenes der Hauptentwicklungsrichtung nicht parallel sind. (S. 289.) Die Ostwest und Südwest-Nordost verlaufenden Falten sind auf einen der Aufrichtung des Pindussystems vorangehenden gebirgsbildenden Process zurückzuführen, während die Verwerfungen tektonisch dem Pindussystem angehören.

(164) 1880. **Edm. v. Mojsisovics.** Vorlage der geologischen Uebersichtskarte von Bosnien-Hercegovina. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1880. S. 23.

Kurze Uebersicht über die geologische Zusammensetzung der Länder. Auf die verschiedenen Ausbildungsformen gleichalteriger Sedimente wird besonders hingewiesen.

So werden beispielsweise für die Kreidebildungen drei heteropische Districte unterschieden: 1. Die Rudistenkalkfacies; 2. die Flyschfacies und 3. eine Uebergangsbildung aus der Rudisten- zur Flyschfacies.

(165) — — **M. Neumayr.** Tertiär aus Bosnien. Verhandl. 1880. S. 90.

Notiz über die tertiären Süsswasserconchylien. Die Congerienschichten mit *Congeria banatica* und Melanopsiden werden für wahrscheinlich sarmatisch erklärt.

(166) — — **Th. Andrée.** Die Umgebungen von Majdan Kucaina in Serbien. Eine geologisch-montanistische Studie.

Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1880, S. 1—27. Mit einer geol. Karte und mehreren Profilen.

Ausführliche Beschreibung der geologischen Verhältnisse dieses seit Jahrhunderten im Betriebe stehenden Bergbau-Revieres. Die betreffenden Angaben auf der detaillirten Karte weichen, wenn auch nur wenig, so doch etwas von der auf serbischen Quellen beruhenden Darstellung auf der Uebersichtskarte ab.

Zwei durch eine Trümmergesteins- (Breccien-) Zone geschiedene Kreidekalkzüge verlaufen in NNW—SSO Richtung, dieselben sind im Westen von einer aus Quarzit und Sandstein bestehenden Gesteinszone begrenzt, während sie im Osten, im Norden und Süden auf zwei durch Kreidekalk und Breccien getrennten Granit-Inseln auflagern. An den Grenzen zwischen

den Kreidekalken und der Breccie liegen im nördlichen Theile mehrere Andesit- (Dacit-) Durchbrüche, und in der Nähe befinden sich auch die meisten der alten Halden und Pingen des Erz-Gebietes.

Die Sandsteine möchte Andrée zum Buntsandstein rechnen. Die Bestimmung der Kalke als Kreide wird hauptsächlich auf Grund der nördlichen Fortsetzung des betreffenden Zuges im Banate vorgenommen.

Das erwähnte Trümmer-Gestein (Breccie) besteht aus Bruchstücken von Andesit, Quarzit und Kalkstein, welche durch ein zum grössten Theile aus Dacit-Sand, aber auch aus Calcit bestehendes Bindemittel verkittet sind, und liegt als Decke über dem Kreidekalk, oder erfüllt die Klufträume. Die Erze treten in der Form von Nestern und Stöcken im Kreidekalke auf, oder als Rollstücke in der Breccie. Ihre Entstehung wird auf Mineralquellen zurückgeführt, welche in die Hohlräume dringend, diese mit Erz erfüllt haben sollen.

Bleiglanz, Zinkblende und Galmei, z. Th. in Brauneisen umgewandelter Pyrit und Braunstein sind die wichtigsten Erzvorkommnisse, welche durch ihren Gehalt an Gold und Silber abbauwürdig werden; besonders goldreich ist der Bleiglanz.

(167) 1880. **Rud. Hörnes.** Tertiär bei Derwent in Bosnien Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1880, S. 164.

Die von Paul (1872) gemachten Beobachtungen werden bestätigt. Das Vorkommen von gekielten Congerien und glatten Melanopsiden im Zigainluk-Thale wird constatirt und werden dieselben für etwa gleichalterig mit den Schichten von Grund erklärt. In ihrem Hangenden wurde schon von Paul eine Austernbank angegeben. Hörnes fand auch typischen Leithakalk (Lithothamnienkalk) mit *Pecten latissimus*, *Turbo rugosus* etc. (beim Han Marica), auch Amphisteginen-Mergel wurde angetroffen (bei Vrchova).

(168) — — **Franz Toula.** Geologische Untersuchungen im westl. Theile des Balkans und in den angrenzenden Gebieten.

9. Von Ak Palanka über Niš, Leskovač und die Rui Planina bei Trn nach Pirot. LXXXI. Bd. d. Sitz.-Ber. Wien 1880 mit 6 Tafeln u. 9 Holzschnitten.

(Die zusammenfassende Arbeit für das westlich vom Balkan zwischen Nišava und Morava (Niš-Pirot-Trn) gelegene Gebiet ist in Vorbereitung.)

In der im Vorstehenden verzeichneten Abhandlung wird der erste Theil der Reise-Routen in diesem westlichen Gebiete besprochen. Die Hornblendegneissmasse der Rui Planina bei Trn mit den trachytischen Gesteinen im Südwesten und Nordwesten, und die grosse aus Gneiss, Glimmerschiefer und Phyllit bestehende Zone von der Vlasina bis an die Nišava bei Niš werden besprochen.

Darüber treten typische Grünschiefer, sowie dünnplattige blaue und braune Schiefer auf. (Palaeozoisch).

Rothe Sandsteine mit Wellenkalk Ein- und Auflagerungen repräsentiren die untere Trias, Mergel mit *Avicula inaequistriatus* und *Pecten fibrosus* die Liasformation. Weitaus den grössten Theil des östlichen Antheiles (gegen die Nišava hin) nimmt die Kreideformation ein und zwar sind zweierlei Bildungen entwickelt: 1. eine ausgezeichnete Kalkzone, aufgebaut aus lichten Nerineen-Sphaeruliten- und Caprotinen-Kalken mit Bryozoen-Mergellagen dazwischen, und 2. eine Sandstein-Plattenkalk-Bildung: Flyschartige Sandsteine, Kieselschiefer-Conglomerate und grobe Sandsteine mit dunklen Plattenkalken im unteren Theile.

Im westlichen Gebirgsgliede, in der Schieferzone treten Braunkohlen-Ablagerungen in der Nähe von Niš (SO.) auf. — Trachytische Gesteine werden ausser den schon angeführten Localitäten auch beschrieben aus der Gegend von Vlasidnica (an der unteren Vlasina), welche übrigens schon von Boué besprochen worden sind.

(169) — — **Fr. Herbich.** Geologisches aus Bosnien-Hercegovina. Neues Jahrbuch f. Mineralogie 1880. S. 94—96. (11. März 1880.)

Der centrale Theil des Landes besteht aus triadischen Gesteinen (Werfener-Guttensteiner-Hallstätter-Schichten), die Wasserscheide zw. Adria und dem schwarzen Meere besteht aus Dolomit (Permisch), es treten aber auch älter palaeozoische Bildungen, insbesondere Schiefergesteine, in grösseren

Partien zu Tage. Die grosse Serpentinformation. Quarztrachyt wird an den Quellen des Vrbas, Andesit von Srebrenica im Drinagebiete angegeben.

Der Träger der verschiedenen Erze in stockführenden Massen ist „der Dolomit der permischen Formation". Fahlerz, Bleiglanz, Zinnober, Antimonit, Haematit, Pyrolusit, Realgar, Auripigment, Malachit, Azurit, Zinkblende, Pyrit, Chalkopyrit werden z. B. aus Kreševo 5 St. n. w. von Sarajevo angegeben. Bei Vareš „ein unermesslicher Stock von Haematit in den Werfener Schiefern". Bei Duboštiza an der Krivaja „grossartige Stöcke des reinsten Chromits" in Serpentin. Bleiglanzstöcke (silberreich) an vielen Punkten. „Zwischen Bušovaca und Kiseljak wird die Strasse mit reinem Rauchtopas beschottert."

Die Braunkohlen-Vorkommnisse von Tuzla, Zvornik, Zepče, Zenica, Banjaluka, Prjedor, Krupa, Bihač und Mostar werden genannt.

(170) 1880. Grundlinen der Geologie von Bosnien-Hercegovina von **Dr. E. v. Mojsisovics, Dr. E. Tietze** und **Dr. A. Bittner**. Mit Beiträgen von Dr. M Neumayr, C. v. John und einem Vorworte von Fr. v. Hauer. Mit einer geologischen Uebersichtskarte. Wien 1880. Separat-Abdr. aus d. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1880. XXX. Bd.

Dr. E. v. Mojsisovics (S. 1—100) hat z. Th. in Begleitung von Herrn Prof. Pilar den nordwestlichen Theil, Dr. Tietze (S. 101—186) den östlichen Theil von Bosnien aufgenommen, während das Aufnahmsgebiet Dr. Bittner's (S. 187—272) die Hercegovina bildet.

Hier soll vorerst ganz in Kürze das Auftreten und die Vertheilung der verschiedenen geologischen Formationen auf Grundlage der Uebersichtskarte analytisch skizzirt werden:

Granit tritt nur an wenigen Punkten inselartig zu Tage: so bei Kobaš (westl. von Brood) und bei Gradačac im SO. davon.

Krystallinische Schiefer mögen in der Gegend von Foinica vorhanden sein, (Conrad erwähnt in dieser Gegend das Vorkommen von flaserigem Gneiss, man vergl. hierüber auch v. Mojsisovics 1879). Eine grössere Ausdehnung erlangen sodann palaeozoische Gesteine. Sie treten in der Form von zwei Aufbruchwellen hervor, die eine nordöstliche ist bezeichnet durch eine inselartige Scholle an der Save bei Berbir, begränzt dann das Granit-Vorkommen bei Kobaš im Süden und tritt in grösserer Ausdehnung an der Drina zwischen Zvornik und Višegrad hervor, wo sie offenbar auch nach West-Serbien hinüberreicht. Auch an der Grenze in der Nähe von Priboi tauchen sie hervor. Der zweite südwestliche Zug palaeozoischer Gesteine verläuft parallel dem ersten aus der Gegend von Novi bis über Sanski Most. Nach kurzer Unterbrechung treten sie bei Kljutsch wieder hervor und erstrecken sich in bedeutender Breite über Foinitza bis Kojnitza. Im SO. davon treten sie auch an der Drina und ihren Zuflüssen bei Fotscha und Gorazda wieder zu Tage. Es sind Thonschiefer, Sandsteine und Kalke. Bittner hat bei Pratza Bergkalkfossilien aufgefunden.

Die mesozoischen Formationen sind in reicher Gliederung ganz besonders in Bittner's Aufnahmsgebiete verfolgt worden.

Sehr verbreitet sind die rothen untertriassischen Sandsteine, darüber liegen Kalke und Dolomite der Trias, Wellenkalk und alpiner Muschelkalk mit *Ptychites Studeri*, Wengener Schichten und obere Trias. Auch triasische Eruptivgesteine und Tuffe (Pietra verde) konnte Bittner nachweisen.

Gewisse z. Th. Hornstein führende graue, gelbe und röthliche Kalke dürften der Juraformation angehören, wenn es auch nicht gelang, die genauere Abgrenzung gegen die Trias hin festzustellen. Die Trias- und Jurabildungen treten vor allem als eine breite Umsäumung der südl. Zone der palaeozoischen Gesteine auf. Im äussersten Westen und Südwesten spielen die Kreidekalke eine wichtige Rolle. Dieselben greifen aus Dalmatien herüber und nehmen einen weiten, nach Südosten hin breiter werdenden Raum ein. In erster Linie sind es helle Kalke, welche weit ausgedehnte trostlose Karstgebiete in der Hercegovina zusammensetzen und durch Einschlüsse von caprotinen-, sphaeruliten- und radiolitenartigen Rudisten, von Austern und Nerineen charakterisirt sind. Am Nordrande des hercegovinischen Kreidekalkgebietes treten in einer schmalen Zone, scharf von den Kalken geschieden, Mergel und Sandstein des Flysch- oder Macigno-

Complexes auf, desgleichen im äussersten Süden, am Meere, ganz anolog den Verhältnissen in Dalmatien.

Kreidekalke treten ausser in dieser zusammenhängenden Zone noch in isolirten langgestreckten Faltenzügen auf: so in der Gumetz-Planina, in der Zerveljevitza- und vor allem an der nördlichen Grenze der Kalkzone in der Ornavitza-Planina zwischen Banjaluka und Senitza.

Durch den nördlichen Theil des Landes, von der Glina bis an die Drina bei Zvornik, erstreckt sich in schöner Entwicklung eine mächtige Flyschzone, die auf der Karte durch paralle Züge von Eruptivgesteinen und Tuffen (Serpentin, Diorit, Diabas, Gabbro etc.) ausgezeichnet erscheint. v. Mojsisovics hielt dieselben für Eruptivdecken, Tietze dagegen meint, dies sei nicht mit Bestimmtheit zu behaupten. Ihr Alter sei ein verschiedenes, theils cretacisch, theils auch eocän (l. c. S. 181). Eine Gliederung der Flyschzone (deren beiläufige südliche Grenze durch die Orte Novi, Banjaluka, Vranduk und Olovo angegeben werden könnte) ist noch nicht mit Sicherheit durchzuführen. Es ist nur hervorzuheben, dass an mehreren Stellen Kalke auftreten, welche für cretacisch gehalten werden, dass aber besonders im nördlichsten Theile auch Nummulitenkalk angegeben wird (S. Paul 1879), und zwar bei Doboj.

Ausserdem konnte Tietze noch einen äussersten Zug von jüngeren (eocänen) Flyschgesteinen ausscheiden, die aus der Gegend von Dervent an der Bosna über Kotorsko und mit einer Unterbrechung bei Srebrnik bis an die Landesgrenze zwischen Zvornik und Loznica (in Serbien) verläuft. (Erwähnt sei, dass auch Bittner in der Hercegovina an mehreren Stellen Nummulitenkalke in isolirten Fetzen antraf.)

Von jungtertiären Bildungen treten viele als Becken- und Thal-Ausfüllungen auf: z. B. die Süsswasserbildungen in dem Thalbecken von Prjedor-Banjaluka, Sanski Most, Kotor, Jaice, Zenica-Sarajevo, Livno, D. u. G. Vakuf, Prozor, Zupanjac-Vucipolje, Mostar-Blagaj, Nevesinje u. s. w. Manche davon enthalten auch Lignitlager in den oberen Schichten (z. B. Sanski Most, Prušac). Diese Süsswasserablagerungen sollen nach Neumayr beiläufig den sarmatischen Schichten entsprechen. Auch am Nordrande der Flyschzone treten neogene Süsswasserbildungen transgredierend auf. Hier kommen aber auch allenthalben marine Ablagerungen und zwar sowohl mediterrane, als auch sarmatische Ablagerungen und nach Paul fehlen auch die brackischen Congerienschichten nicht. Hier liegt die südliche Grenze des grossen pannonischen Tertiärbeckens, welches auch tief nach Süden in das benachbarte Serbien eingreift.

Schliesslich hebt v. Mojsisovics noch die über den grössten Theil des Landes verbreitete, mehr oder minder starke, oberflächliche Lehmschichte, als für die zukünftige culturelle Entwicklung des Landes hochwichtig, besonders hervor. Auch muss der diluvialen und alluvialen Beckenausfüllungen noch gedacht werden. Dies wäre in kurzen Zügen das Bild von der Vertheilung der Formationen.

Dr. v. Mojsisovics führt in Kürze in einem speculativen Abschnitte (S. 9—24) die charakteristischen Erscheinungen des bosnischen Alpengebirges, des Balkans und der Banater Gebirge an, bespricht sodann das „orientalische Festland", dem er sowohl die Banater und süd-serbischen krystallinischen Terrains, als auch die süd-ungarischen Inselberge zurechnet, seine Ausdehnung nach Süden aber nicht erörtert.

Auch das hypothetische, heute versunkene Adria-Festland wird angeführt und wird sodann auf die Betrachtung der tektonischen Verhältnisse eingegangen.

Die Faltensysteme der bosnischen Gebirge („die Hauptwölbung ... fällt mit dem bosnischen Erzgebirge ... zusammen") und die angenommenen Bruchlinien (— die Ausdehnung der Flyschformation in Serbien ist uns bis nun leider durchaus nicht genau bekannt —) führen v. Mojsisovics zu dem Ausspruche, dass das „orientalische Festland" einen stauenden Einfluss auf die westlich davon gelegenen Sedimente ausgeführt habe und dass dieselben dadurch in Falten gelegt worden seien. — Auch wird das Alter der Gebirgsstauungen zu fixiren versucht. Da auch der Eocäne-Flysch noch gefaltet erscheint, muss der „Gebirgsschub" nach der Ablagerung desselben ein-

getreten sein, nachdem schon während der Kreideformation Störungen vorangegangen waren.

(171) 1881. Hauptmann Baron **Löffelholz**. Einige geognostische Notizen aus Bosnien. Verh. 1881. S. 23–27.

Mit Bemerkungen A. Bittner's über diesen Aufsatz.

Hervorzuheben ist das Auffinden von Froschskeletten in einem weichen zarten Süsswassermergel, an der neuen Hauptstrasse unweit des Han Krems (Strasse von Sarajevo nach Višegrad), sowie der Nachweiss des Vorkommens triassischer Bildungen vom Typus der Hallstätter-Kalke in dieser Gegend.

(172) — — **C. M. Paul**. Ueber Petroleum-Vorkommnisse in der nördl. Walachei. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1881. S. 93—95.

An dem Südrande der Karpathen angelagert, findet sich in der Walachei eine Zone von bunten Thonen und Sandsteinen, die sich in der Moldau fortsetzen und mit den Salzthongebilden Galiziens und der Bukowina übereinstimmen. (Erste Mediterranstufe: Schlier.) Daran schliessen sich jüngere marine Bildungen, sowie sarmatische Ablagerungen und Congerienschichten.

Die letzteren führen hauptsächlich das Petroleum, doch dürfte dasselbe aus der Salzformation stammen, also in den Congerienschichten auf secundärer Lagerstätte auftreten.

(173) — — **Franz Toula**. Grundlinien der Geologie des westlichen Balkan. Mit einer geologischen Uebersichtskarte des westl. Balkan-Gebietes. 4 lithogr. Tafeln und 23 Text-Zinkographien.

XLIV. Bd. der Denkschriften der kais. Akad. (math.-nat. Classe). März 1881.

Ausser der detaillirten Darstellung der geologischen Verhältnisse auf den vom Verfasser im Jahre 1880 zurückgelegten Routen (darunter 6 Balkan-Passagen), wird im zweiten Theile der Arbeit eine Uebersicht über die im westlichen Theile des Balkan auftretenden Formationen, sowie eine vergleichende Darstellung mit den in den Grundlinien der Geologie der Dobrudscha von Peters und den in den Grundlinien der Geologie von Bosnien-Hercegovina von Mojsisovics, Tietze und Bittner gegeben. Was die innersten Gebirgsglieder anbelangt, so bestehen diese aus krystallinischen Massengesteine, welche als förmliche Stockmassen auftreten.

Echter typischer Granit liegt nur aus dem nordwestlichsten Theile (unweit von Belogradčik) vor. Im Hauptkamme spielen dioritisch-syenitische Gesteine die Hauptrolle; so im Sveti Nikola, im Berkovica-Balkan, im Rzana Vrh und im Etropol-Balkan. Dieselben sind durchsetzt von Melaphyr und andesitartigen Massengesteinen, welche wohl den Gesteinen vom Vitoš Nordhange nahestehen. Auch Diorit- und Granitgänge werden constatirt. Die grösste Mannigfaltigkeit erreichen die Ganggesteine im Isker-Défilé, wo das Vorkommen von Diabas, Porphyr, Syenit-Porphyr, Melaphyr, Porphyrit etc. nachgewiesen wurde, der Hauptsache nach auftretend in einem Complexe palaeozoischer Schiefergesteine.

Die älteren Schiefergesteine spielen im eigentlichen Balkan eine ganz untergeordnete Rolle. Dort wo im Südosten der Balkan an das alte Rhodope Massiv angrenzt (das eigentliche „alte Festland" der Balkan-Halbinsel) treten echte Gneisse und Glimmerschiefer auf. Sonst sind nur aus der Gegend von Belogradčik glimmerreiche Gneisse (Phyllitgneiss) anzuführen.

Verschiedene Varietäten von Thonschiefern, Fruchtschiefern, Grünschiefern, seidenglänzenden Quarzphylliten, Chlorit-, Talk- und Quarzschiefern, treten als mantelartige Hüllen um die Kernmassen im Westen auf, während weiter ostwärts ein mächtig entwickelter Complex von dunkeln, dünnplattigbrechenden, sandigglimmerigen Schiefern auftritt, aus welchen die östlicheren Massengebirge emportauchen.

Glücklicherweise gelang es dem Verfasser an drei Stellen in diesen Gesteinen das Vorkommen von Fossilresten und zw. von Pflanzenresten zu constatiren und zw. bei Cerova (am Isker), am nördlichen Rande der betreffenden Zone: *Archaeocalamites radiatus*, *Cardiopteris polymorpha*, *Neuropteris antecedens*, *Stigmaria inaequalis* und *Lepidodendron Velthei-*

mianum,[1]) so dass ihr Alter hier als dem mittleren Culm entsprechend erkannt wurde. An einer zweiten Stelle am Isker wurde eine Stigmania aufgefunden.

Weiter im Osten bei Ljutidol wurden dagegen *Pecopteris cf. arborescens*, *Odontopteris*, *Neuropteris* und *Cordaites* aufgefunden und dadurch das obercarbone Alter dieses letzteren Vorkommens nachgewiesen. An einer anderer Stelle viel weiter im Westen (südlich von Belogradčik) wurde sicherer Walchien-Sandstein angetroffen mit *Calamites dubius*, *Odontopteris obtusiloba*, *Cyatheïtes cf. arborescens*, *Alethopteris gigas*, *Taeneopteris abnormis* und *Walchia piniformis*.[2])

Das Hangende dieser letzteren bildet (discordant darüber liegend) ein mächtig entwickeltes rothes Conglomerat, über welchem rothe und weisse Sandsteine folgen, die in der Regel als dyado-triadisch bezeichnet werden, Gesteine, welche auf der Balkan-Halbinsel eine weite Verbreitung besitzen.

An einer Stelle wurde (am Berkovica-Balkan, auf der Passhöhe) nachgewiesen, dass im obersten Theile derselben das Röth mit *Myophoria costata* vertreten ist.

Dieser Horizont in Verbindung mit wellenkalkartigen Kalkmergel-Bänken hat gleichfalls eine grosse Verbreitung. Er wurde nachgewiesen, im Isker-Défilé (bei Obletnja) südlich vom Ginci-Pass (Berkovica-Balkan), bei Lukanja an der Temska, bei Ranislavci, bei Trn, zwischen Ak-Palanka und Niš.

Bei Belogradčik am Venšac treten darüber Crinoidenkalke mit *Retzia trigonella*, *Spiriferina Mentzeli*, *Spiriferina fragilis*, *Lima striata* etc. auf, welche hier den obersten sicher bestimmbaren Trias-Horizont bezeichnen. Crinoidenreicher Triaskalk wurde auch bei Osenovlak am Rzana Vrh angetroffen. Die obere Trias und das Rhät (die Zone der *Avicula contorta*) hat der Verfasser im westlichen Theile des Balkan nirgends angetroffen.

Das nächste Glied in der Schichtenreihe ist sofort der mittlere Lias mit *Belemnites paxillosus*, *Spirifer rostratus*, *Pecten priscus* und *liasinus*. (Zw. Sofia und dem Ginci-Pass nördlich von Pirot und NW. von Berkovica.) Auch oberer Lias mit *Harpoceras bifrons* wurden nachgewiesen bei Basara (Pirot O.); ähnlich so wie der Lias in isolirten Vorkommnissen auftritt, verhält es sich auch mit dem Dogger: Giganteus-Schichten treten bei Basara und bei Etropol auf, wo auch die Oxford-Etage vertreten ist. Auch bei Vrbova (Sveti Nikola Nord) wurden Malmschichten (und zw. Aspidoceras-Schichten) angetroffen.

Die grösste Ausdehnung besitzt die Kreideformation, welche in zwei, durch die balkanische Mittelzone getrennten Zonen verfolgt wurde, einer breiten nördlichen, welche unter der Lössdecke verschwindet und sich nach Osten bis ans schwarze Meer fortsetzt, und einer südlichen, welche auf dem älteren Grundgebirge des Balkan einerseits, und auf den krystallinischen Gesteinen von Ober-Mösien und Serbien andererseits aufgelagert ist. Nach Südosten erstreckt sich diese letztere Zone bis an den Vitoš und den Rilo-Dagh. Nach Norden setzt sie sich jenseits der Donau im Banater Gebirge fort.

Weitaus die wichtigste Rolle spielt dabei die untere Kreide, in reicher Gliederung. Es wurden nachgewiesen:

1. Kalkmergel mit *Crioceras-Duvalii* bei Komaštica südlich und bei Belimir und Kutlovica nördlich vom Berkovica-Balkan.

2. Bryozoenmergel, z. B. südlich vom Sveti Nikola, im Isker-Défilé bei Čerepis.

3. Caprotinenkalk wurde zw. Berkovica und Vraca, bei Vraca, Čerepis und bei Zablanitza in der nördlichen, bei Ak-Palanka, Pirot, Ostravica und bei Niš in der südlichen Kreidezone angetroffen.

4. Eine zweite Kalkbildung sind die Nerineen und Korallenkalke, welche gleichfalls an vielen Punkten anstehen.

5. Orbitolinenschichten wurden bei Vraca und Belince in der nördlichen, bei Kalnja (Sveti Nikola südw.) und bei Pirot in der südlichen Zone beobachtet und verfolgt.

---

[1]) Sitz.-Ber. d. k. Akad. d. Wissensch. Wien. 77. Bd. März-Heft 1878.
[2]) Sitz.-Ber. d. k. Akad. d. Wissensch. Wien. 75. Bd. April-Heft 1877.

Die obere Kreide wurde nur an wenigen Punkten angetroffen, so bei Konino (Vraca O.) und bei Ljutibrod am Isker in der Form von Inoceramen- und Ananchyten-Kreide, und dürften auch in den Kreidesandsteinen höhere Etagen vertreten sein.

Ausserdem wurden im westlichen Balkan nur noch sarmatische Schichten angetroffen, während die bei Plevna so schön entwickelte mediterrane Miocänstufe weiter westlich im Balkan-Vorlande bisher nirgends nachgewiesen werden konnte.

	Bosnien und Hercegovina	Westlicher Balkan	Dobrudscha	Banat
	Alluvium	Alluvium	Alluvium	Alluvium
	Löss	Löss	Löss	Löss
Tertiär	Levantinische Stufe: Melanopsis-Schichten (Pontische Stufe): Congerien-Schichten	Fehlt. (Beckenausfüllungen im Gebirge)	Congerien-Schichten	Congerien-Schichten
Tertiär	Sarmatische Stufe	Sarmatische Stufe	Sarmatische Stufe	Sarmatische Stufe
Tertiär	Mediterranstufe (im N. und NW.)	Fehlt. (Mediterranstufe bei Plevna)	Fehlt.	Mediterranstufe
Tertiär	Jüngerer Flysch, „ Kalk mit Nummuliten	Fehlt.	Fehlt.	(Eocän?)
Kreide	Kreideflysch, Kreidekalk	?	Obere Kreide mit Feuersteinen Bacalitenthon	Fehlt
Kreide		Inoceramenkreide Flyschartige Sandsteine	Inoceramen-Kreide Karpathensandstein	Aptien-Schichten von Svinica
Kreide		Orbitolinen-Schichten, Caprotinenkalk, Bryozoënmergel		Caprotinen-Kalk Orbitolinen-Mergel Caprotinen-Kalk
Kreide		Crioceras-Schichten (Rossfelder Schicht.)		Rossfelder Schichten
Kreide		Nerineen-Pentacriniten-Korallenkalk		Weisse Kalke Schichten mit *Ostrea macroptera* und Pentacriniten etc.
Jura	Hornsteinkalk		Stramberger Kalk	
Jura		Malm: ob. Etage (Vrbova) unt. „ (Etropol)	Malm: 1. Pteroceras-Nerineen, Diceraten-Kalk 2. Planulaten-Kalk	Malm
Jura		Dogger: Unteroolith	Dogger (Unterer Klippenkalk)	Dogger (Klaus-Schichten)
Jura	Graue Kalke, (wahrscheinlich die Fortsetzung der südtirolischen „grauen Kalke“)	Lias: ober. Lias „ mittl. „ „ (unt. „ fehlt)	Lias: ob. Lias fehlt „ mittlerer Lias „ (unt. Lias fehlt)	Ob. Lias: Posidonamien-Schichten Mittl. Lias: Margaritatus-Schichten Unt. Lias: Angulatus-Schichten (Kohle führend)

	Bosnien und Hercegovina	Westlicher Balkan	Dobrudscha	Banat
Trias	Obere Triaskalke und Dolomite	Fehlt (?)	Fehlt	Fehlt(?)
	Wengener- u. Buchensteiner-Schichten	Fehlt (?)	Wengener Schichten (?)	Fehlt(?)
	Ob. Muschelkalk	Dolomitischer-Kalk mit Crinoiden	Muschelkalk	Fehlt
	Wellenkalk	Wellenkalk (Röth)	Guttensteiner Kalk	
	Rothe Schiefer u. Sandsteine mit Avicula Clarai	Rothe Sandsteine und Conglomerate	Rothe Sandsteine und Conglomerate	Rothe Sandsteine und Conglomerate
Palaeozoisch	im Westen Verrucano | im Südosten Bellerophon-Kalke	Walchien-Sandstein (mit Kohlenflötzen)	Fehlt.	Walchien-Sandstein
	Palaeozoische Schiefer u. Kalke („Gailthaler Schichten“) mit mariner Fauna	Oberes Carbon (Farnenzone) Unter. Carbon (Culm-Schichten). Grünschiefer — Thonschiefer	Palaeozoische Schiefer Grünschiefer	Conglomerate, Sandsteine und Schiefer der productiv. Steinkohle (Farnenzone)
Azoisch	Phyllit und Amphibollit	Phyllit Phyllitgneiss Glimmerschiefer und Gneiss (nur im SO.)	Phyllit Glimmerschiefer Gneiss	Chloritschiefer Glimmerschiefer Gneiss

(174) **1881. Dr. E. Tietze.** Bericht aus Montenegro. Verhandl. d. geol. R.-A. 1881. Nr. 13, S. 254. 255.

Während im Westen und Süden mächtige Kalkmassen sich ausdehnen, herrschen im Nordosten Sandsteine und Schiefer vor, welche der Hauptsache nach der palaeozoischen Formation zugezählt werden, „während die obersten Etagen dem Werfener Schiefer entsprechen dürften“. Diese letzteren treten auch unter den Kalkmassen des Dormitor hervor. Grünsteine (Diabase) treten in ihnen auf. Rothe Hornsteine sind massenhaft entwickelt, Serpentin dagegen tritt zurück, zum Unterschiede von der sonst sehr ähnlichen Ausbildung in den bosnischen Flyschgebieten. Die Kalke über jenen Schiefern werden zur Trias gerechnet. Jura ist vorhanden (Ammonitenkalk von Malkevac zw. Piva und Nikšič).

Die Hauptmasse der Kalke gehört zur Kreideformation. Nummuliten-Gesteine werden aus der Gegend südl. von Antivari, Flyschgesteine von Antivari und Dulcigno angeführt. Marines Tertiär wurde bei Dulcigno angetroffen. Austernbänke neogenen Alters kommen im Hafen daselbst vor.

Dr. Tietze war so freundlich, mir vorläufig schon die Hauptzüge der geologischen Forschungsergebnisse zum Zwecke der Einzeichnung in meine kleine Uebersichtskarte, sowie auch für meine kleine Routen-Karte seine Reisewege im Bereiche des Fürstenthums anzugeben, wofür ich ihm den gebührenden Dank sage.

Seine Angaben sind von der grössten Wichtigkeit, da wir über dieses Gebiet ausser den von Boué citirten Kovalevski'schen Angaben nur noch einige wenige Angaben Lipold's, der nur bis Rieka ins Land gekommen ist, besitzen.

(175) — — **R. C. Porumbaru.** Étude géologique des environs de Craïova parcours Bucovatzu-Cretzesci. Prem. Partie. Paris.

Eine neue Bearbeitung der jüngeren tertiären Mollusken-Fauna von Krajova, ausgestattet mit einer Anzahl von Tafeln, die wichtigsten Formen darstellend. (M. vergl. Bielz 1864.) (Es werden eine Reihe von Unionen

Paludinen, Melanopsiden, Neritinen etc. beschrieben.) Die Ablagerungen bestehen vorwaltend aus verschieden farbigen Sanden mit einer Lignit-Einlagerung und einer Mergelschichte im Hangenden.

(Auch Tournouër schrieb über die tertiären Fossilien von Krajova.)

(176) 1881. **E. Tietze.** Zur Würdigung der theoretischen Speculationen über die Geologie von Bosnien.

Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellschaft. 1881.

Eine scharfe Kritik der von Oberbergrath Edm. v. Mojsisovics in den Grundlinien der Geologie von Bosnien-Hercegovina ausgeführten Speculationen. Vor allem wird der Begriff „orientalisches Festland" im Sinne, wie ihn v. Mojsisovics gebraucht, in Zweifel gestellt; dass ein altes orientalisches Festland in der That bestanden, kann übrigens nicht bestritten werden.

(177) 1882. **H. Baron v. Foullon.** Ueber die Eruptivgesteine Montenegros.

Notiz in den Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1882, Nr. 7, S. 123.

Ueber die von Tietze gesammelten Eruptivgesteine von Kolasin, Piva und Virpazar.

(178) — — **Dr. R. Hörnes.** Zur Würdigung der theoretischen Speculationen über die Geologie von Bosnien. Graz. Verlag Leykam-Josefsthal.

Eine Entgegnung auf Tietze's gleichtitelige Streitschrift. — Ich kann hier nur wiederholen, was ich in meinen „Grundlinien d. Geol. d westl. Balkan" gewissermassen vorahnend ausgesprochen habe, dass sich freilich schon jetzt Manches aus den bis nun vorliegenden Grundlinien (Dobrudscha-Bosnien westl. Balkan) herauslesen lasse, dass aber, um mit vollem Erfolge eine Darstellung der geol. Geschichte des Landes geben zu können, erst die grossen Lücken zwischen den genauer studirten Gebieten ausgefüllt werden sollten.

Ich glaube auch heute noch, dass der Streit zu früh entbrannt ist, wenngleich, da wir ja Alle nur nach der wahren Erkenntniss streben, auch dieser Streit — möchte er nur massvoll weiter geführt werden — als für das Erreichen dieses schönsten Zieles nutzbringend sich erweisen wird.

(179) — — **Dr. G. Pilar.** Geoložka opožanja uzapadnoj Bosni. (Agram, 1882. Schriften der südslavischen Akademie.)

(180) — — **Franz Toula.** Geologische Uebersichskarte der Balkan-Halbinsel. Petermann's geogr. Mitth. 1882, October-Heft.

Ein auf Grund der im Texte der Karte angegebenen Quellen ausgeführter Versuch einer geologischen Karte im Massstabe 1 : 2,500.000.

(181) — — **G. Cobalcescu.** Geologische Untersuchungen im Buzeuer (Buseoer) Districte.

Verhandl. 1882, Nr. 13, S. 227—231.

Der Verfasser traf zu oberst Congerienschichten, darunter Paludinenschichten, die Salzformation und im Liegenden die Schichtenreihe der menilithführenden Formation. Die Congerienschichten (gelbl. Quarzsandsteine) zeigen eine weite Ausdehnung (bis an die Donau). Die Paludinenschichten erscheinen in parallelen Falten und erreichen 800 Meter Mächtigkeit. Es sind Thone von grauer oder gelber Farbe und sehr fossilienreich. (Vivipara, Bythinia und Cardien, welche als neues Subgenus *Psilodon* genannt werden.) Sie enthalten Braunkohlen und Sphärosiderit. tDie Salzformation (Thone) erscheint gleichfalls und zwar stärker gefalte und ist fossilienfrei.

Die Menilithformation stellt Cobalcescu mit den eocänen Magura-Sandsteinen aus Galizien und Nord-Ungarn in Parallele.

(182) 1883. **F. Toula.** Die im Bereiche der Balkan-Halbinsel geologisch untersuchten Reiserouten. Mit einer Routenkarte. Mitth. d. k. k. geograph. Gesellschaft in Wien. 1883. 2. Heft.

Auf dem betreffenden Kartenblatte wurden die von Geologen zurückgelegten Reiserouten zur Darstellung gebracht, hauptsächlich zu dem Zwecke

um zu zeigen, welche grosse Theile der Halbinsel zur Zeit geologisch terra incognita sind, und um zur Darstellung zu bringen, wo die auf der von dem Verfasser publicirten geologischen Kartenskizze gemachten Angaben mehr und wo minder sicher begründet sind.

So kurz der seit deren Publication verflossene Zeitraum auch ist, so sind doch schon eine Reihe neuer, wenn auch noch nicht veröffentlichter Beobachtungen zugewachsen, welche mehrfache Verbesserungen vorzunehmen erlauben:

1. Es geht aus den Reiseergebnissen des Herrn Georg Zlatarski — (des Verfassers Begleiter auf den Touren im Jahre 1880) — hervor, dass die sarmatischen Bildungen, ähnlich so wie am unteren Ogust, Isker, Vid und Osma, auch am Lom zwischen Ruschtschuk und Rasgrad, sowie am Demir Babu-Dere südlich von Teke und an den Flüssen südöstlich von Silistria (gegen Basardschyk) aufgeschlossen sind.

Ausserdem erscheint sichergestellt, dass die sarmatischen Bildungen am schwarzen Meere von Varna bis in die Gegend von Kavarna reichen. (M. vergl. die diesbezüglichen zutreffenden Angaben Cap. Spratt's Nr. 51.)

Nach Zlatarski's Angaben erstrecken sich auch die Nummulitenschichten am rechten Ufer des unteren Kamtschyk bis in die Gegend von Aiwadschik. Sowie aus seinen Reisebeobachtungen auch hervorgeht, dass die Jurakalke bei Etropol auch auf das rechte Ufer des Vid hinübergreifen. Er traf sie beim Kloster Sveti Troica und ist der Meinung, dass sie weiter nach Osten reichen dürften.

Sehr interessant ist die Angabe Zlatarski's, dass auch bei Eski-Dschumaja (zw. Osman-Basar und Schumla) mitten im Kreide-Terrain ein Aufbruch der oberen Liasformation — (ähnlich etwa dem im westlichen Balkan bei Basara beobachteten) — vorhanden sei.

2. Eine wesentliche Erweiterung unserer Kenntnisse verspricht auch die hoffentlich in naher Aussicht stehende Veröffentlichung der geologischen Reiseergebnisse des Herrn Berg-Referendar H. Sanner, der im vergangenen Jahre einen Theile des Rhodope, sowie den Karadscha Dagh und den mittleren Balkan, auf dessen südlicher Hälfte, in bergtechnischer Hinsicht untersucht hat. Aus seinen mündlichen Mittheilungen geht hervor, dass die krystallinischen Schiefer etwas weniger weit nach Osten reichen, als der Verfasser angenommen, etwa bis Tvarditza, während der Complex von mesozoischen Sedimentbildungen bis gegen Beikos reichen, und auch weiter westlich eine etwas grössere Ausdehnung gegen Süden haben dürfte. — Bei Tropoklo treten porphyrartige Eruptivgesteine auf, wie schon v. Hochstetter gezeigt hat.

Hoffentlich wird es gelingen auf Grund theils schon in den Händen des Verfassers befindlicher, theils noch in Aussicht stehender Suiten von Versteinerungen, auch das geologische Alter der Balkan-Kohlen näher zu bestimmen und damit einen sicheren Horizont für die Sedimente zwischen Schipka und Slivno zu gewinnen.

3. Herr Ingenieur A. Pelz, dem wir schon wiederholt wichtige geologische Aufschlüsse verdanken, hat dem Verfasser eine geologische Karten-Skizze über das Gebiet zwischen Sliven-Kazanlik-Kalofer-Philippopel-Eski Saghra und Jamboli übergeben. Dieselbe konnte schon bei der Anfertigung der geologischen Karte der Balkan-Halbinsel mitbenützt werden. Der zu kleine Maasstab der erwähnten Karte erlaubte jedoch leider nicht, alle Details zu bringen. Hoffentlich entschliesst sich Herr A. Pelz noch zur Publication. Mit seiner freundlichen Genehmigung hebe ich schon hier die folgenden Angaben hervor.

Vor Allem sei erwähnt, dass an den Nordrand des krystallinischen Tundscha-Massivs eine schmale Zone von dolomitischen Kalken und Dolomit-Breccien unbestimmten Alters angelagert ist, über welchen dann Kalkmergel folgen, die der Kreide angehören dürften. Petrographisch höchst interessant sind die andesitischen und trachytischen Kuppen zwischen Jamboli, Jeni-Saghra und der Tundscha, die an den Rändern der wahrscheinlich

cretacischen Hügelzüge hervortreten. Eine grosse Mannigfaltigkeit zeigen die Gesteine im Westen und Nordwesten von Eski-Saghra. Hier wurden über den krystallinischen Schiefern lichte und dunkle sandigglimmerige Schiefer angetroffen. Ausserdem aber Crinoidenkalk, Quarzit, Kieselschiefer und Dolomit, ohne dass es Pelz gelungen wäre, Anhaltspunkte für eine sichere Altersbestimmung zu gewinnen, so dass die von v. Hochstetter und v. Fritsch aufgestellten Vermuthungen noch nicht entschieden sind. In den krystallinischen Schiefern (Gneiss, granulitische Gesteine, Amphibolgneiss) tritt noch eine Einlagerung von krystallinischem Kalk auf. Bei Tschatal tepé wurde Andesit und andesitischer Tuff angetroffen. Letzterer führt smaragdgrüne Krystalle von Hornblende.

Nordöstlich von Kazanlik werden zwei kleine Basalt-Vorkommnisse (am Dobrine dere der Generalstabskarte) angegeben.

4. Herr Zujovic (seit zwei Jahren Professor d. Geologie in Belgrad) hat die westliche Hälfte Serbiens vielfach bereist. (Seine Reise-Routen konnten auf der Routenkarte nach einer von ihm selbst angefertigten Zusammenstellung zur Darstellung gebracht werden). Er war auch so freundlich dem Verfasser mitzutheilen, dass er folgende Arbeiten fertig gebracht habe:

a) Grundlinien der Geologie des südöstlichen Serbiens, mit einer Uebersichtskarte;

b) über den Korsit vom Rudnik;

c) über einige glasige Gesteine vom Avala und Rudnik.

Ferner stellt er in Aussicht „eine Uebersichtskarte des ganzen Serbien" mit „einem erläuternden Texte" in zwei Theilen. Der erste Theil soll die Verbreitung der verschiedenen Formationen enthalten, der zweite Theil die Beschreibung der eruptiven Gesteine.

(183) 1883. **G. Zlatarski.** Materijali po geologijata i Mineralogijata na Blgarija. Rudite v Blgarija. Sabral i opisal Georgi N. Zlatarski. Sofija 1882, in 8., p. 76. (Prepečatano od II i III kn. na Periodičeskoto Spisanije na Blgarskoto knižovno Družestvo v Sofija.)

Enthält eine Zusammenstellung und Beschreibung der von dem Verfasser bisher in Bulgarien sicher nachgewiesenen Mineral-Vorkommnisse (etwa 40 Species).

Eine zweite Abhandlung über „das geologische Profil von Sofia über Saranci (Taškesen), Orhanie, Etropol bis zur höchsten Spitze des Zlatica Balkan" befindet sich im Drucke und wird gleichfalls in der oben genannten Zeitschrift (Z. des bulgarischen wissenschaftlichen Vereines in Sofia) demnächst erscheinen.

(184) — — **K. Paul.** Geologische Notizen aus der Moldau.

Verhandlungen 1882, S. 316.

Eine vorläufige Notiz über die Petroleumgebiete von Solonez und Mojnesti in der Moldau, welche der neogenen Salzformation angehören, und ihres Oelreichthums wegen von grosser wirthschaftl. Bedeutung sind. Näheres soll im Jahrbuche publicirt werden.

(185) — — **E Tietze.** Notizen über die Gegend zwischen Ploieschti und Kampina in der Walachei.

Verhandl. 1882, S. 317.

Bericht über einen Ausflug zu dem Steinsalzvorkommen. Der Autor ist der Ueberzeugung, dass nicht blos die Schichten der tertiären Mediterranformation, sondern dass auch die Congerien- und Paludinen-Schichten daselbst durch Salzlager ausgezeichnet sind. Eine ausführlichere Mittheilung wird demnächst im Jahrbuche erscheinen.

(186) In Bezug auf die angrenzenden, auf der Karte noch zur Darstellung gelangten Gebiete von Oesterreich-Ungarn verweise ich auf die Erläuterungen zu den betreffenden Blättern der geologischen Uebersichtskarte der österreichisch-ungarischen Monarchie von Franz Ritter v. Hauer, u. zw.

1868. Blatt VI. Die östlichen Alpenländer.
Jahrb. d. geol. R.-A. XVIII. Bd., 1. Heft, S. 1—14.
1868. Blatt X. Dalmatien.
Jahrb. XVIII. Bd., 3. Heft, S. 434—454.
1870. Blatt VII. Ungarisches Tiefland.
Jahrb. XX. Bd., 4. Heft, S. 463—500.
1873. Blatt VIII. Siebenbürgen.
Jahrb. XXIII. Bd., 1. Heft, S. 71—115.

Autoren-Verzeichniss.

Geographische Uebersicht.

Das Trachytgebiet der Rhodope.

Von A. Pelz und E. Hussak.

„Im vorigen Jahre schenkte Herr Ingenieur A. Pelz der k. k. geologischen Reichsanstalt eine grössere Suite von Eruptivgesteinen aus der Rhodope; Herr Hofrath v. Hauer vertraute mir die petrographische Untersuchung dieser Gesteine an. Die Ergebnisse der mikroskopischen Untersuchung habe ich in das von Herrn Pelz verfasste Manuscript eingeflochten.“ E. H.

Durch die verdienstvollen Arbeiten Boué's, Viquesnel's und von Hochstetter's[1]) wurden die trachytischen Rhodope-Territorien in grossen Umrissen bestimmt, so dass man heute im Rhodopegebirge vier Hauptverbreitungsgebiete unterscheiden kann; das

1. der Nordwest-Rhodope, zwischen Mesta und Kričma,
2. der mittleren Rhodope, mit dem Quellbezirk der Arda,
3. der Nordost-Rhodope, um die Arda und bis zur Marica,
4. der Südost-(Südrand)-Rhodope, längs dem rechten Ufer der unteren Marica und der Küste des ägäischen Meeres.

Unsere wenigen Beobachtungen beziehen sich auf einige Randgebiete dieser vier Gruppen, nämlich an den Nordrand der ersten drei Regionen und zum Theile an die Ost- und Südgrenze des letzten Gebietes.

1. Die Nordwest- oder Hoch-Rhodope.

Als nördlichste Ausläufer dieser Gruppe müssen wir jene Trachytgebilde ansehen, welche in dem bergigen Terrain zwischen der unteren Pešterska reka und der Kričma in der Gegend von Barcigovo vorherrschen. Selbe treten hier zwischen syenitischen, gneissigen und krystallinisch-kalkigen Gesteinen auf. Es sind das die nördlichsten Zweige jener Trachytmassen, die am Karlyk dag[2]) oder dem eigentlichen Despod balkan so mächtig entwickelt sind.

---

[1]) V. Hochstetter: Die geolog. Verhältnisse d. westl. Theiles d. europ. Türkei, im Jahrb. d. k. k. geolog. R.-A. 1870, besonders pag. 452—455.

[2]) Das öfters wiederkehrende „Karlyk, Karluk“ ist die einfache Bezeichnung für „Schneeberg“, vom türkischen Kar = Schnee.

Die Randgebilde, wie sie um die Ufer der Stara reka (Peštere dere) vorkommen, sind quarzführende Trachyte [1]).

Am bekanntesten sind die Quarztrachyte von Barcigovo (Bratcigovo), welche in der T. Pazardžiker und Philippopler Gegend zu Bauzwecken vielfach Anwendung finden. [2])

Die bald licht- bald dunkelröthlichen Quarztrachyte von Barcigovo sind ungemein reich an Einsprenglingen, als solche sind zu nennen: Sanidin und Plagioklas, ersterer vorherrschend, beide in frischen, einschlussfreien Krystallen und Krystallbruchstücken, insbesonders aber Quarz, der fast nur in Krystallfragmenten auftritt und ausser Apatitnädelchen spärlich Glaseinschlüsse beherbergt, auch durch auf Sprüngen eingedrungenes Eisenoxyd braun oder roth gefärbt ist und schliesslich noch Biotit, der theils in frischen, braunen Lamellen, theils chloritisch zersetzt und dann von Magneteisenkryställchen umsäumt, vorkommt. Die Grundmasse ist rein felsitisch, aus winzigen, braunen Fäserchen und Körnchen bestehend und zum grössten Theile felsosphäritisch gefasert. Zwischen gekreuzten Nicols verhält sie sich wie ein isotroper Körper, selten finden sich kryptokrystalline Partien.

2. Die mittlere Rhodope.

Nach Viquesnel bilden hier die Trachyte vornehmlich den Kula, Kušlar und Persenk dag. Ihre nördlichen Zweige gehören zum Rupčos balkan; hier erscheinen sie östlich von Kričma dere in der schluchtenreichen Perušticagegend zwischen Gneissschichten und krystallinischen Kalkmassen.

Auch diese Randgebilde sind Quarztrachyte und Quarztrachyttuffe (Peruštica- und Ustina-Schlucht, niedere Hügel bei Dragovet, Monastyr, sogenannte Teodor). Andere unterschiedliche Trachytfragmente der hochgelegenen Gebirgsmassen des Mittellandes führen die Gewässer als Gerölle. Allgemein kann man sagen, dass Quarztrachyte und ihre Tuffe es sind, welche gegen Norden die Grenzzüge erwähnter zwei Trachytcomplexe der westlichen Rhodope bilden.

Wie in den oberwähnten Quarztrachyten von Barcigovo, so walten auch in den von Peruštica die Einsprenglinge über die Grundmasse vor, überhaupt sind sich die Gesteine beider Gegenden überaus ähnlich. Frischer Plagioklas in Fragmenten ist hier noch häufiger, jedoch nicht über den Sanidin vorwaltend, Biotit seltener. Die Grundmasse des Peruštica-Quarztrachytes ist deutlich felsitisch-körnelig, reich an Fasergebilden. Die an und für sich farblosen Fasern gruppiren sich meist zu Axiolithen, selten zu Sphärulithen, besitzen Aggregatpolarisation und zeigen sich im Dünnschliffe häufig kranzartig um die grossen Quarz- und Feldspatheinsprenglinge angeschlossen. Spärlich sind winzige Quarzkörnchen, häufiger Ferritstaub, gleichmässig in der Grundmasse vertheilt.

---

[1]) Vgl. „Ueber das Rhodope-Randgebirge." Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1879.

[2]) Barcigovo-Trachyt, v. Hochstetter, l. c. pag. 440, 455. Bardschik, Jacikowa sind nur verkünstelte Namen für Barcigovo.

Die grösste Trachytgruppe ist die

3. Der Nordost-Rhodope.

Selbe umfasst das ausgedehnte Gebiet der mittleren Arda und entsendet mächtige Ausläufer weit gegen Norden und Osten bis an die Ufer der Marica. Die nördlichen Zweige bilden das bekannte Berg- und Hügelland in der östlichen und südöstlichen Gegend von Philippopel. Schon die Configuration des Terrains bezeichnet hier die trachytische Rhodope gegenüber dem krystallinischen Rhodopus und der niederen Umrandung mit tertiären Sedimenten.[1]) In diesem Nordgebiet lassen sich unterscheiden:

a) die nördlichsten Ausläufer,
b) die Berglandschaft der Dragovina (westliche Hasköjgegend) und
c) das Trachytgebiet südlich von Hasköj.

a) **Nördlichste Ausläufer.**

Als solche erscheinen auffallende Bodenerhebungen zwischen dem Kajaly und Semizče dere. Diese beiden Querthäler umschliessen ein trachytisches Terrain, das namentlich durch die Kegelberge von Almaly markant hervortritt. Die westlichen und östlichen Randgebilde dieser Vorberge sind Trachytmassen mit meist grösseren Krystalleinsprenglingen (Kajaly dere, Tašlüdža), wogegen die Gesteine der mittleren Partie durch kleine und feinkörnige Ausbildungen ihrer Bestandtheile sich auszeichnen (Hasar, Karaman tepé). Das plateauförmige Gebiet zwischen den Erhöhungen der Ausläufer und dem bergigen Hinterlande bilden meist tuffartige Massen.

Um die Westgrenze, das rechte Ufer des unteren Kajaly dere[2]) sind röthliche Hornblendeandesite vorherrschend. Die bläulichrothe Grundmasse enthält milchweisse, matte Feldspäthe und zahlreiche, ansehnliche Hornblendekrystalle, seltener Glimmer. Sanidin scheint zu fehlen, ebenso Quarzausscheidungen. U. d. M. zeigen sich die Feldspäthe fast gänzlich zersetzt, doch ist aber bei den meisten eine Zwillingsstreifung noch, wenn auch nur spurenhaft, zu erkennen; es sind entschieden Plagioklase. Auch die grüne Hornblende ist bereits faserig geworden und hie und da auf Sprüngen in ein braunes, feingekörneltes Mineral zersetzt, das grosse Aehnlichkeit mit Opal hat, aber nicht isotrop ist. Die Grundmasse ist eine echt andesitische, aus winzigen Feldspathleistchen, sehr spärlichen Hornblendepartikelchen, zahllosen Ferritkörnchen und Magneteisenkryställchen bestehend; eine isotrope Basis scheint zwischen zu stecken. Apatit ist ein häufiger accessorischer Gemengtheil.

Ami Boué war der erste, der das Amphiboltrachytvorkommen dieser Gegend constatirte, schon in seiner „Esquisse géologique“ (1840) pag. 141: „Il y a des trachytes amphiboliques sur les bords supérieurs de la vallée du Semidsche, au-devant du pied N.-E. du Rhodope.“

---

[1]) Vgl. „Ueber das Vorkommen tertiärer Bildungen im oberen Maricathal“, Jahrb. d. k. k. geolog. R.-A. 1873.

[2]) Kajaly dere, Felsenthal, benannt nach dem Dorfe Kajaly = felsig.

Die Höhen unseres Terrains, der Hasar [1]) und Cyplak [2]) (westlich) und der Karaman tepé (östlich von Almaly) bestehen aus mehr oder minder augit- und hornblendereichen Biotitandesiten; die röthliche, vorwaltende Grundmasse umschliesst Plagioklas, meist in zweierlei Ausbildungsformen, und Biotit als makroskopische Einsprenglinge. Zu diesen gesellt sich, wie erwähnt, aber beiweitem seltener, bald Augit, bald Hornblende. V. Hochstetter bezeichnet (l. c. pag. 453) als „porphyritähnlichen Trachyt." In ihrer Mikrostructur stimmen diese Andesite vollständig mit den nun zu nennenden Gesteinen überein, dieselbe soll desshalb späterhin zusammenfassend beschrieben werden. Die Gesteine von Tašlüdža [3]), nordwärts Iderlé, sind überaus reich an Krystalleinsprenglingen; als solche treten in der blauröthlichen Grundmasse auf: frischer, glasiger Plagioklas, bis 1 cm. gross, Hornblende und Biotit.

Das ebenere Gebiet zwischen Semizče, Kuručešme [4]), Baryköj und Almaly besteht aus verschieden gefärbten festen Andesittuffen, die wie die rothen Andesite des Hasar, Karaman tepé und Tašlüdža, gute Bausteine abgeben, so in den Brüchen am Wege von Almaly nach Semizče und Kuručešme.

In einer länglichen Zone erscheinen Andesite auch nördlich von der Marica, zwischen den Ortschaften Altynčir [5]), Kuza, Balabanly und Meričler. [6]) Mannigfach sind die Andesite von Meričler. Oestlich vom Dorfe bilden selbe den kleinen sogenannten Georgifelsen, um den sich petrefactenreiche Tertiärschichten ausbreiten. Die Andesite des sogenannten Georgi sind meist rothe Biotitandesite, die in ihrer mineralogischen Zusammensetzung ganz mit den oberwähnten übereinstimmen. Manche dieser, wie die des Karaman tepé, zeigen eine gelbbraune Incrustirung. Um den sogenannten Georgi erscheinen auch verschieden gefärbte, fast Pechsteinen ähnliche, Felsarten, deren emailartige Grundmasse matte Feldspäthe vorherrschend umschliesst. Diese emailartigen Gesteine stehen mit den ganz frischen, rothen Andesiten in einem innigen Zusammenhange und gehen aus diesen hervor; sie sind es auch, die bei der mikroskopischen Untersuchung das grösste Interesse erregten.

Am Wege von Meričler nach Balabanly fällt ein röthlicher Andesittuff auf, an den sich eocäne Kalkschichten des linken Maricaufers anlehnen. Rothe Glimmerandesite bilden auch die Höhen SSW von Kuza, westlich von Meričler, das sogenannte Tuz tepé. [7])

Die Uferlehnen der Sucha reka (Altynčir dere) bilden zwischen Kuza (Kuzköj) und Altynčir helle, mergelige Trachyttuffe, die oft in würfelige Stücke sich absondern. Selbe enthalten organische Reste unbestimmbare Echiniden), vornehmlich in der südlichen Gegend von

---

[1]) Hasar, hysar = Bergfeste; meist Ruinen ohne bestimmten Namen, synonym: Kalé, Graditšté.

[2]) Čyplak, Čiplak tepé = Kahlberg.

[3]) Tašlüdža = etwas steinig, Steingegend.

[4]) Kuručešme = trockener Quell.

[5]) Altynčir = Goldwiese.

[6]) Meričler (Maricáci) = Maricabewohner vom türk. Merič = Marica.

[7]) Tuz tepé = Salzhügel.

Kuza. — Da die Andesite der nördlichsten Ausläufer der Nordost-Rhodope, wie erwähnt, in ihrer mineralogischen Zusammensetzung gar nicht differiren, so gilt die folgende Beschreibung für alle bisher erwähnten Gesteine. Wie schon aus der makroskopischen Gesteinsbeschreibung hervorgeht, sind es durchwegs Biotitandesite. Der Biotit ist, neben Plagioklas, allein ein constant auftretender Gemengtheil. Augit und Hornblende fehlen manchen Andesiten dieser Gegenden, oder treten doch sehr spärlich auf.

Die Mikrostructur der Einsprenglinge und der Grundmassen stimmt bis in's Detail mit der der so oft schon beschriebenen Andesite Ungarns und Siebenbürgens u. a. O. überein. Die Plagioklase sind auch in den Rhodope-Andesiten durchwegs glasig, schön zonal gebaut und überaus reich an oft zonenförmig eingelagerten Glaseinschlüssen. Diese an Einschlüssen reichen Krystallschalen sind es, welche zuerst der Zersetzung anheimfallen. Während die Plagioklase in den meisten rothen Biotitandesiten der Rhodope ganz frisch sind, zeigt er sich hingegen in wenigen anderen, so in dem vom Wege von Almaly nach Kuručešme total in ein, durch Eisenoxydhydrat gelbbraun gefärbtes, isotropes Mineral, in Opal umgewandelt. Sanidin kommt beiweitem seltener vor, scheint aber keinem dieser Andesite zu fehlen. Der Biotit hingegen ist nur in wenigen Gesteinen noch ganz frisch, gewöhnlich von einer breiten Zone von Ferrit, Eisenoxyd und Eisenoxydhydrat umgeben, ja in dem Andesit von Tašlüdža in vollständigen Pseudomorphosen von Ferrit; er ist auch in dem sonst ganz frischen Gestein von Karaman tepé total in Ferrit umgewandelt. In dem oberwähnten Gestein von Almaly ist der Kern der breit mit Ferrit umrandeten Biotite farblos und isotrop, er ist ebenfalls in Opal umgewandelt. Der Biotit ist derjenige Gemengtheil, der in diesen Gesteinen immer zuerst umgewandelt wurde. In dem stark zersetzten rothen Andesit von Meričler, sogenannte Georgi zeigen die Biotitblätter einen den Gleitflächen entsprechende Streifung. Auf den drei unter 60° u. 120° sich schneidenden Strichsystemen hat sich der Ferrit abgelagert. Die gleiche Streifung wurde schon an den Andesiten von Gleichenberg (vgl. Kispatic-Tschermak min. und petr. Mitth. IV, 1882. p. 127) beschrieben. Eine echte opacitische Umrandung wurde am Biotit nicht beobachtet; sie fehlt auch der

Hornblende, welche in i. D. braunen, ähnlich dem Biotit, ferritisch zersetzten Krystallen in einigen Andesiten dieses Gebietes neben Biotit als Gemengtheil vorkommt. Die Hornblende ist denselben Zersetzungen unterworfen, wie der Biotit, sowohl Pseudomorphosen von Ferrit, als auch von Opal nach Hornblende finden sich, so in den Gesteinen von Karaman tepé, Tašlüdža und Tuz tepé, SSW von Kuza.

Der Augit, der sowohl als Einsprengling, seltener auch als Grundmassebestandtheil auftritt, ist der am meisten frische Gemengtheil. Er besitzt eine lichtgrüne Farbe und wie in fast allen Hornblende- und Biotit-Andesiten, wo er accessorisch auftritt, im Gegensatze zu denen der Augitandesite, einen sehr schwachen Pleochroismus. Ihm fehlt auch jedwede ferritische oder opacitische Umrandung. Der Augit tritt als Einsprengling, selten in scharf ausgebildeten Krystallen, auf in den Andesiten von Hasar, Karaman tepé, Meričler, Tuz tepé.

Der Apatit, meist in braunen oder roth bestaubten Säulchen, fehlt wohl in keinem dieser Gesteine, besonders häufig aber ist er in dem Andesit von Meričler, sogenannte Georgi.

Die Grundmasse ist, wie erwähnt, eine rein andesitische, vorwiegend aus Feldspathleistchen aufgebaute. Eine rein glasige Basis konnte nicht mit Sicherheit constatirt werden, wohl aber finden sich unregelmässige, fein braungekörnelte Flecken, die isotrop sind, in manchen Andesiten, wie von Almaly und Meričler; ich halte dieselben aber mit Hinweis auf die nun zu besprechenden emailartigen Gesteine von Meričler für Opal. Die Grundmasse des rothen Andesites von Meričler, sogenannte Georgi, ist schon zum grössten Theile isotrop, in Opal umgewandelt, nur die zahlreichen Apatitsäulchen sind frisch geblieben.

Die Andesite der Nordost-Rhodope stimmen in ihrer mineralogischen Zusammensetzung, ja auch in der Mikrostructur der Gemengtheile und den Zersetzungserscheinungen sehr überein mit vielen ungarischen Biotitandesiten, insbesonders aber auch, abgesehen von der Hornblendeführung einiger, mit denen von Gleichenberg, deren interessante Umbildung erst jüngst M. Kispatic (l. c.) beschrieben hat. Noch grösser wird aber diese Uebereinstimmung, wenn wir die schon einigemale erwähnten emailartigen Gesteine von Meričler, sog. Georgi, mikroskopisch untersuchen.

Schon früher wurde ein Gestein von dieser Localität erwähnt, das aber noch einen echt andesitischen Habitus besitzt, dessen Glimmer noch theilweise frisch, braun, nur ferritisch umrandet ist; die Grundmasse, die im Handstücke roth gefärbt erscheint, ist an und für sich farblos und grösstentheils in Opal umgewandelt. Die weissen bis lichtbräunlichen emailartigen Gesteine desselben Ortes hingegen zeigen sich arm an makroskopischen Einsprenglingen, als solche kann man nur feldspathähnliche mattweisse bis grauliche Umrisse deuten. Im Dünnschliffe jedoch erweisen sich auch diese Gesteine als reich an Einsprenglingen, jedoch sind dieselben alle farblos, im auffallenden Lichte trübweiss und wenig pellucid, deren Conturen meist nur schwach durch Ferrit markirt. Auf diese Weise sind insbesonders scharf die Umrisse der Hornblende und des Glimmers, ja sogar die Gleitflächen des letzteren so markirt. Nur der Apatit findet sich in noch frischen Säulchen. Die feldspathähnlichen Krystalle zeigen keinerlei Zwillingsstreifung mehr und sind von bandartigen, farblosen, feingekörnelten Strängen erfüllt, welche aber manchmal eine zonale Structur aufweisen. Sehr selten finden sich noch ganz frische Plagioklase. Die Grundmasse selbst besteht aus derselben feingekörnelten Masse, wie die Feldspath-, Glimmer- und Hornblendekrystalle, die winzigen Feldspathleistchen fehlen jedoch hier. Betrachtet man nun den Dünnschliff zwischen gekreuzten Nicols, so erweist er sich als vollkommen isotrop, nur die äusserst seltenen, ganz frischen Feldspäthe heben sich daraus mit Polarisationsfarben hervor. Es sind also diese emailartigen Gesteine von Meričler, sog. Georgi, reine Halbopale, die aus der Zersetzung der rothen Biotitandesite hervorgingen, wobei jedoch die Krystallumrisse der Einsprenglinge noch erhalten blieben, vollständig gleichend den umgewandelten Andesiten von Gleichenberg.

Der Kieselsäuregehalt der in Opal umgewandelten Andesite von Meričler, sogenannte Georgi, beträgt 93·53%, der Glühverlust 2·45%. Schliesslich sind noch Schnüre und Nester von Chalcedon zu erwähnen.

b) **Die Dragovina-Berge** (westliche Hasköjgegend).

Gegen Süden erweitert sich das schmale Trachytterrain des rechten Maricaufers zu einer bergigen Landschaft mit auffallenden Kegel- und Kuppenformen. Die höchste Spitze dieses eruptiven Gebietes ist die Dragovina[1]) am rechten Ufer des Kajaly dere, nördlich vom Dorfe Kozluk. Der Dragovina-Zackenberg ist ein ausgezeichneter Orientirungspunkt mit einer instructiven Fernsicht auf die Rhodope, die weite Ebene und Thalniederung der Marica und diese umgrenzenden Gebirge. Die Gesteine der Dragovina gehören zu den augitführenden Biotitandesiten, wie solche oben beschrieben wurden. Der lichtgrüne, frische Augit tritt nur in Einsprenglingen, nie den Biotit überwiegend, auf; Hornblende fehlt. Diese, durch Eisenoxyd roth gefärbten Andesite sind recht frisch; auch grünliche Varietäten sind verbreitet. Die tieferen Schichten des Nordhanges bilden lichte, erdige Andesittuffmassen.

Im Westen (am Jeni Mahale dere) zwischen Ileri und Jokčileri tauchen porphyrähnliche Quarztrachyte auf, als westlichste Ausläufer unseres Bergzuges. Ihre dunkle, rothbraune, feuersteinartige Grundmasse mit helleren Quarzconcretionen enthält Sanidinkrystalle und sehr spärlich Biotit und Quarz; die cavernöse Verwitterungsrinde ist hellroth und hat einen gelblichen Ueberzug. Die grossen Sanidinkrystalle zeichnen sich durch Reichthum an Gasporen aus, welche, bald eiförmig, bald in die Länge gezogen, besonders an den der Grundmasse nächsten Stellen häufig auftreten. Der Biotit ist sehr spärlich in kleinen braunen Blättern in der Grundmasse vertheilt. Letztere selbst ist zum grössten Theile isotrop, braun gefasert, und erweist sich bei starker Vergrösserung als fast gänzlich aus winzigen, radialfaserigen Sphärulithchen mit spärlich dazwischensteckenden winzigen, bläulichgrau polarisirenden Körnchen von Quarz (?) gebildet. Sehr häufig treten in der Grundmasse Hohlräume auf, welche bald von bräunlichem Opal, bald von farblosem radialfaserigen Chalcedon, endlich auch von farblosen, tafelartigen, gerade auslöschenden, schwach blaugrau polarisirenden Kryställchen ausgefüllt sind, die oft von Chalcedon kranzartig umsäumt sind und deren Zwischenräume Opal erfüllt.

Solche Täfelchen finden sich auch häufig in den Hohlräumen der quarzarmen und quarzfreien Rhyolithe Ungarns; ob sie dem Tridymit angehören, konnte ich nicht bestimmen. Längs dem Kajaly dere (am Wege von Kajaly nach Budurovo) kommen zweierlei Andesite vor; rothe augitführende Biotitandesite, deren Glimmer bereits in Zersetzung begriffen und kupferroth ist, und deren zwischen den Feldspathleistchen steckende, roth gekörnelte, farblose, isotrope Basis man wohl als Opal

[1]) Benannt nach den einstigen Bewohnern des Philippopler Rhodope-Landes, den alten Dragovici.

deuten kann, und augitfreie, Biotit-Hornblende-Andesite mit einer grauen, feldspathigen, an Hornblendesäulen reichen Grundmasse.

Südlich von Dibsyzgöl[1]) (am Wege zur Dragovina) tritt isolirt ein Fels auf, der aus reinem Halbopal in verschiedenen Farbenzeichnungen besteht und mit weissen, dünngeschichteten Mergeln in Verbindung steht. Wie bei Mericler sö. Georgi, so erscheint auch hier der Opal als Randbildung und verdankt seine Entstehung den zersetzten Andesiten, obwohl man dies hier nicht nachweisen kann, da die Halbopale von Dibsyzgöl keinerlei Krystallsprenglinge mehr aufweisen, nur Adern und Nester von Chalcedon besitzen; sie sind das durch Zersetzung der Andesite hervorgegangene Endproduct.

Der Quarztrachyt von Karalan zeigt in der hellrothen, dichten, vorherrschenden Grundmasse als Einsprenglinge Sanidinkrystalle und Bruchstücke derselben, frische Biotitblättchen und vereinzelt wasserhelle, unregelmässige Quarzkörner. Auch finden sich eckige Fragmente älterer Eruptivgesteine, der Biotitandesite eingeschlossen. Die braune, gefaserte und gekörnelte Grundmasse, in der zahlreiche echte exiolithische Gebilde neben selteneren echten Sphärulithen vorkommen, ist fast ganz isotrop und es finden sich in derselben neben winzigen Splittern von Quarz auch kleine, unregelmässige, farblose, isotrope Stellen. Auch Plagioklas zeigt sich aber selten in frischen, eckigen Bruchstücken eingeschlossen.

Auch tuffartige Bildungen kommen sowohl hier, wie auch in der südlicheren Gegend, welche durch die an Dragovina sich östlich und westlich anschliessenden Ausläufer von oben gesehen wie ein grosser Schlund sich uns repräsentirt, vor. Auch die Gesteine (Mühlsteintrachyte) von Karadžilar, Bukovo und Uečbunar[2]) gehören zu den Quarztrachyten, sind jedoch plagioklasreicher; durch die zahlreichen nur fragmentaren Einsprenglinge und fremden Einschlüsse gewinnen manche ein den Tuffen überaus ähnliches Aussehen. Die lichtbraune Grundmasse ist zum Theile felsitisch, theils kryptokrystallin und frei von sphärulithischen Bildungen.

Ganz andere Gebilde zeigt der Dragovina-Bergzug im Osten, um die Ufer der Susamska reka.[3]) Hier sind es wieder Biotitandesite (Susamdorf) und zwar sehr augitreiche. Die Einsprenglinge sind ganz frisch, nur der Biotit zeigt Magneteisenkörnerränder, während die Grundmasse, welche mikrokörnig ist und aus Feldspath vorwiegend, jedoch nicht in Leistchenform, besteht, bereits halb zersetzt und in Opal umgewandelt ist, u. d. M. auch wie braun gefleckt erscheint. Da die Feldspathkörner der Grundmasse noch ganz frisch sind, ist es vielleicht die einst zwischensteckende Glasmasse gewesen, welche durch Opal verdrängt wurde.

Aber auch Quarztrachyte treten hier auf, so östlich vom Dorfe Susam, deren braune, felsitische, von unregelmässigen Opalschnüren durchzogene, an parallel geordneten braunen Trichiten und grossen

---

[1]) Dibsyzgöl = bodenloser See.

[2]) Ueč bunar = drei Brunnen.

[3]) Susam dere heisst tiefer; auch Semizče dere, Dobryč dere (nach den Ortschaften Susam, Semizče, Dobryč).

Sphärulithen reiche Grundmasse ausser grossen Einsprenglingen von Sanidin, Quarz und Biotit noch accessorisch Plagioklas, braunstaubigen Apatit und sehr selten ziemlich grosse, gelbe, pleochroitische und verzwillingte Titanitkrystallfragmente führt.

Dieser Quarztrachyt des Uman tepé liefert das brauchbarste Quadermaterial und wurde namentlich zu Brückenbauten (so auch zu der Semizče-Strassenbrücke) verwendet. Am Wege von Susam nach Ajdenar treten dieselben Gesteine auf; bei Ajdenar kommen wieder total in Opal umgewandelte, emailartige Trachyte (ob Andesite?) vor.

Ferner finden wir Quarztrachyte um die südlich von Susam liegende Banja oder Lydža[1]) an der Banska reka, einem Zuflusswasser der Susamska reka. Auch in diesen felsitischen Quarztrachyten sind die zahlreichen Einsprenglinge von Sanidin und Quarz nur in unregelmässigen, scharfeckigen Bruchstücken und Körnern vorhanden. Biotit ist bei weitem seltener. Auch rein sphärulithische Quarztrachyte finden wir bei Susam-Lydža, die ganz und gar manchen ungarischen gleichen, so z. B. denen von Pustiehrad bei Schemnitz. Die braunfaserigen, i. p. L. das Interferenzkreuz zeigenden, grossen, gewöhnlich im Centrum ein Feldspath- oder Quarzstückchen einschliessenden Sphärulithe sind dicht aneinandergedrängt und von braunen Trichiten durchschwärmt. Die Grundmasse ist gänzlich sphärulithisch entglast, nur an den Begrenzungsstellen der Sphärulithe finden sich schmale mikrokrystalline Säume.

Diese Quarztrachyte stehen auch hier mit sinterartigen Tuffen in Verbindung. Neben diesen buntfarbigen Rhyolithen finden wir auch weisse an der eigenthümlichen hügeligen Erhebung, dem sogenannten Hasar.

Der Andesitfels, aus dem nach einer S.-N. Spalte am westlichen Fusse dieser Rhyolithmassen mehrere warme Quellen hervorsprudeln, ist ein echter, ziemlich frischer Biotitandesit, dessen Biotit aber total in Magnetit umgewandelt ist und welcher besonders häufig Apatit, selten Augit, diese nur als Grundmassebestandtheile neben Plagioklas führt. Ein zweites Gestein der Quellenregion ist sehr fest, dunkelbraun gefärbt, blasig und mit kleinen Feldspäthen wie besprengt. Die Feldspäthe, durchwegs Plagioklase, kommen in zweierlei Grössen vor, als Einsprenglinge und in kleinen Leisten als Grundmassebestandtheil, erstere sind herrlich zonal gebaut und reich an Einschlüssen; die einzelnen schmalen Zonen öfters bereits zersetzt. Neben Plagioklas ist der Augit als Hauptbestandtheil zu nennen, er ist stets frisch, schwach pleochroitisch; endlich kommt als Einsprengling noch ein total in ein feinfaseriges, aggregatpolarisendes, dem Serpentin ungemein ähnliches Mineral zersetzter Gemengtheil vor, der den nicht sehr scharfen Durchschnitten nach als Olivin zu deuten wäre, manchmal aber auch in solchen denen der Hornblende gleicht. Da frische Reste weder von Olivin, noch von Hornblende vorkommen, ist es schwer bestimmt zu entscheiden, ob dies Gestein ein Feldspathbasalt oder ein hornblendeführender Augitandesit ist. Meiner Meinung nach ist es ein Basalt. In der Grundmasse desselben findet sich zwischen den Feldspath-

[1]) Banja, Lydža bedeutet ein Thermalbad.

leisten eine deutlich globulitisch gekörnelte glasige Basis. Biotit fehlt. Bei Susam Banja erscheinen weisse, breccienartige und conglomeratische Tuffgesteine, die meist Bruchstücke eines rothbraunen Trachytgesteines führen.

Die sulfurösen Quellen des Badeortes haben eine bedeutende Temperatur. An Aufbruchstellen zeigen selbe 45° R., eine sogar 48° R.; das um die Quellen in einem natürlichen Bassin sich ansammelnde Thermalwasser 38° R., im Havuz (Bassin) der dachlosen Baderäume 34° R., am Einfluss 37° R.

Die Thermen der Lydža bilden ein ansehnliches Bächlein warmen Wassers, welches in das Susam dere mündet; letzteres heisst desshalb auch mitunter Banska reka. Die Angaben bei Boué (l. c. pag. 163, 165) über Thermen bei Uzundžova kann man wohl auf die Susam Lydža (auch Hasköj Lydža genannt) beziehen. [1])

In der südlichen Berggegend bei Türkisch-Karagač treffen wir wieder augitführende Biotitandesite an, deren Plagioklase über $^1/_2$ cm. gross sind und deren Augit trotz der dunkelgrünen Färbung sehr schwach pleochroitisch ist.

Ein auffallend schiefriger Trachyt kommt bei Karagač vor.

Die Trachytgebilde, welche in der südlichen Susamgegend (Öksüzköj, Sarnidž [2]) mächtige Bergmassen zusammensetzen, bilden ostwärts einige hohe, meist isolirte Kegelberge (so den weitsichtbaren Tatarsky Hasar von Tatarköj) und umgrenzen in einem Kranze von seltsamen Bergkuppen im Süden das tertiäre Becken von Hasköj.

c) Südliche Haskrj-Gegend.

In dieser finden wir am Ulu dere [3]) bei Elehče wieder das gegen Osten sich ausbreitende trachytische Gebiet, welches zwischen tertiären Sedimenten und um das krystallinische Inselterrain schon durch seine Umrisse erkennbar ist. Die rothen Trachyte von Elehče und südlich davon bei Günešly gehören zu den hornblendefreien, augitreichen Biotitandesiten.

Ostrand.

Vom östlichen Randgebiet der Nordost-Rhodope ist ein eigenthümliches, organische Reste führendes Trümmergestein erwähnenswerth, das in der südlichen Gegend von Ortaköj bei Zurnazan (Palatava) in grossen, gut aufgeschlossenen Steinbrüchen gebrochen wird und für die Adrianopler Gegend ein vielverwendetes Bausteinmaterial liefert. Es besteht aus einem Tuffgemenge mit glashellen Quarzkörnern und einzelnen Sanidinkrystallen; die conglomeratische Masse enthält Fragmente diverser Gesteine, meist eocäner Kalke. Bei v. Hochstetter (l. c. pag. 386) als „Bimssteintuff oder Trachyttuff von Sur Nassan“.

---

[1]) Boué berührte unsere Gegend auf seiner Reise im Jahre 1837. Vgl. La Turquie, IV, 525, und Recueil d'Itinéraires I, pag. 73—75. Auf seinen Karten finden wir die Trachyte der westlichen Hasköjgegend schon verzeichnet.

[2]) Sarnidž, Sarnič = Cisterne.

[3]) Ulu dere = grosses, hohes Thal.

4. Südost-Rhodope.

Im südlichen Osten bilden Trachyte die Randzonen der Rhodope. Von Sulfí südwärts über Fere bis Trajanopolis breitet sich der östlichste Trachytzug, an den westlich eine nicht minder mächtige, weitverzweigte Trachytgruppe sich anschliesst. Ueber ersteres Trachytgebiet berichtet schon Boué[1]) ausführlich.

Südlich von Sulfí walten meist tuffartige Trachytmassen vor. Die Ufer des Mandraflusses bilden echte Trachyte (ob Quarztrachyte?). Am Wege von Sulfí nach Fere trifft man oft verkieselte Holzstücke aus den trachytischen Regionen. Bei Machamly kommt ein grünlichgrauer, glasiger Rhyolith, ein echter Perlit vor, der zum Verwechseln ähnlich den ungarischen, wie z. B. vom Hliniker Thal, ist. Als Einsprenglinge finden sich ausser Quarz, Sanidin und frischem Biotit noch etwas Plagioklas und Hornblende. Die Feldspäthe kommen in Krystallen und Krystallsplittern, reich an Glaseinschlüssen, selten wohl auch Opal oder auch dunkelgrüne Hornblendenadeln einschliessend, vor. Die vorwaltende graue Glasmasse zeigt herrlich die perlitische Structur und ist von lichtgrünlichen Beloniten, die keine Fluctuation zeigen, entglast.

Auffallende Rhodope-Vorberge bilden die oft grünlichen, zersetzten Rhyolithe bei Fere. Es sind dies theils zersetzte Perlite, vollständig denen von Machamly gleichend, theils felsitische Rhyolithe. Die Perlite zeigen dieselben Zersetzungserscheinungen wie die des Hliniker Thales bei Schemnitz; die perlitische Structur ist noch bewahrt und es begann die Zersetzung von den Perlitsprüngen aus, selten findet man noch frische, zackige, belonitführende Glaskörner in dem theils farblosen und grünlichen isotropen, theils rothen und violetten, aggregatpolarisirenden Zersetzungsproduct liegen. Auf den Sprüngen hat sich auch hier das grüne, dichroitische Zersetzungsproduct abgelagert, welches auch in den zersetzten Hliniker Perliten vorkommt. Zahlreiche, verschieden grosse, echte Sphärulithe durchschwärmen die an frischen Einsprenglingen sehr reiche, zersetzte Glasmasse.

Neben diesen zersetzten Perliten treten bei Fere noch weisse, porphyrähnliche Quarztrachyte auf, reich an Einsprenglingen, Krystallbruchstücken von Quarz, Sanidin, Plagioklas und Biotit, deren Grundmasse fast gänzlich in farblosen, von bräunlichen Kügelchen durchschwärmten Opal umgewandelt ist, und manchmal eine Art von Fluctuationsstructur aufweist, indem Opalschnüre mit noch frischen, braunfaserigen, öfters kryptokrystallinen Grundmassefasern abwechseln.

Das hügelige Gebiet südlich von Fere ist bis auf eine schmale Zone von Quarzsandstein, der auch ansehnliche Trachytstücke eingeschlossen enthält, trachytisch. Wie in einem Granitgebiet zeigen die Trachyte von Urumdžik mit grossen Blöcken besäete Strecken und schroffe Felsformen; in ihrem Bereiche findet man oft Quarzconcretionen (Chalcedon, Opal) lose am Boden verstreut. Der Bergweg von

[1]) Esquisse géolog. pag. 141 und Recueil d'Itinéraires (1854) I, 102—106, 148—150.

Urumdžik nach Trajanopolis führt über die kahlen Vorberge des ausgedehnten Trachytterrains, das im Westen die Höhenzüge von Trajanopolis und Lydžak umsäumt. Hie und da sieht man verkieselte Holzstücke neben dem Wege umherliegen.

Nahe der Meeresküste erhebt sich kühn der weissleuchtende, steile Capfels von Trajanopolis mit wunderschöner Aussicht auf das Meer, seine Inselwelt und die bergige Küste; es ist ein Quarztrachytfels, dessen rauhporöse, weissliche Grundmasse neben mikrokrystallinen Partien grösstentheils echt sphärulithisch gefasert ist und zahlreiche grosse Einsprenglinge von Sanidin und Quarz mit Glaseinschlüssen und vielen Gasporen, selten Biotit führt. In Begleitung erscheinen weisse und graue Tuffe.

Längs dem Westfusse des steilen Trachytfelsens entspringen schwefelwasserstoffhaltige Thermen; nach Boué (l. c. pag. 165, 167) hat diese Fere oder Feredžik Lydža genannte Therme eine Temperatur von 34° R.

Die Gesteine des Lydžak dere[1]) gehören zu den Augit-Biotitandesiten; bei Lydžaköj herrscht eine grünsteinartige Varietät desselben. Die graugrüne, vorwaltende, mit Salzsäure brausende Grundmasse zeigt weisse Calcitaggregate, von Viridit und Calcit erfüllte Hohlräume, einzelne Kalkspathindividuen und bläuliche Quarzausscheidungen, sparsamer Feldspath- und frische Biotitkrystalle, ist sonst noch unzersetzt und aus Feldspathleistchen bestehend. Wie das Mikroskop lehrt, ist es nicht nur der Augit, der in diesem Gestein vollständig der Zersetzung anheimgefallen ist, von dem sich vollständige Pseudomorphosen von Calcit und Viridit nach Augit genau so wie in den alten Diabasporphyriten finden, denn auch hier tritt secundärer Quarz in Körneraggregaten auf, sondern auch die sonst sehr spärliche braune Hornblende, mit opacitischem Rand, ist in Calcit umgewandelt und endlich zeigen die Plagioklaseinsprenglinge öfters einen isotropen Opal-Kernkrystall mit einzelnen unregelmässigen Calcitkörnern, den schmale frische Feldspathschalen umhüllen. Auch hier sieht man also die langsame Verdrängung der Carbonate durch die Kieselsäure, wie dies auch bei den Gleichenberger Andesiten der Fall ist. (Vgl. Kispatic, l. c. pag. 145).

Auch von Blasenräumen durchzogene und dünnplattige abgesonderte Varietäten dieses Andesites kommen vor. An einigen Lehnenpartien, südwestlich vom Dorfe Lydžak, kommen auch schwarze, basaltähnliche typische Augitandesite vor, die eine deutliche prismatische Absonderung zeigen. In ihrer Mikrostructur stimmen sie vollständig mit den ungarischen Augitandesiten u. a. O. überein; eine an brauner Glasbasis reiche, Augitsäulchen und Magnetitkryställchen führende Grundmasse beherbergt zahlreiche, an braunen Glaseinschlüssen strotzende Plagioklase und frische, lichtgrüne, schwachpleochroitische Augite. Accessorisch kommt noch Hornblende in Krystallen mit echt opacitischem Rande vor.

Ein röthliches, feldspathreiches Andesitgestein mit spärlicher Hornblende und Biotit erinnert an ähnliche Gebilde von Jamboly (der nächsten, östlichen Höhe dieser Tundžastadt); in der Mikrostructur

[1]) Lydžak dere, Lydžak čaj = Fluss von Lydžak.

stimmt es vollständig überein mit den oben erwähnten Augit-Biotit-andesiten von Lydžaköj. Die Augite sind auch hier schon vollständig zersetzt, der Plagioklas in Umwandlung begriffen, unregelmässige Hohlräume der Grundmasse sind theils von Calcit, theils von bräunlichem Opal oder röthlich gefärbtem faserigen Chalcedon ausgefüllt.

Mit diesen oder sehr ähnlichen Andesiten stehen auch jedenfalls die Gesteine im Zusammenhang, die wir an der Bergreihe treffen, welche weiter westlich die kleine Ebene von Šejnlar umrandet. Wir wollen diese auffallenden Berge nach dem nahen Bejköj (mit einem Čiflik) die Berge von Bejköj nennen. Es sind dies wieder die vollständig in Opal umgewandelten, feuersteinartigen Andesite, wie wir sie oben von Meričler beschrieben.

Das eine vorliegende weisse Gestein, das schon total in isotropen röthlich gefärbten Opal umgewandelt, zeigt aber trotzdem noch deutlich eine andesitische Grundmassestructur, es sind sogar die Umrisse der winzigen Feldspathleistchen derselben noch erhalten geblieben. Der Biotit ist zum grössten Theile noch ganz frisch, während die Einsprenglinge von Feldspath und die accessorischen Hornblende- und Augitkrystalle ganz zersetzt sind; von letzteren scheinen auch die in Opaldrusen eingeschlossenen winzigen, gelben, scharf ausgebildeten Epidotkryställchen herzurühren.

Ein anderes Gestein von derselben Localität, in welchem ebenfalls trotz der vollständigen Umwandlung die Krystallumrisse der Einsprenglinge überaus scharf erhalten blieben, bei der Hornblende, Augit und Biotit, sind dieselben durch ausgeschiedenen Ferrit markirt, und in welchem auch die echt andesitische Grundmassestructur vollständig erhalten blieb, erwies sich aber bei der Untersuchung zwischen gekreuzten Nicols nicht als in isotropen Opal umgewandelt, sondern als ein Aggregat winziger, aber gleich grosser Quarzkörnchen. J. pol. L. ist es daher nicht mehr möglich, die Einsprenglinge von der Grundmasse zu unterscheiden. Schnüre von radialfaserigem Chalcedon durchziehen diese Gesteine. In einem anderen untersuchten Gesteinsstücke zeigt sich die Umwandlung noch weiter vor sich gegangen, die Structur der Andesitgrundmasse ist verschwunden, die Quarzpseudomorphosen der Einsprenglinge sind seltener, der die Umrisse der Augite und Biotite markirende Ferrit grösstentheils weggeführt und schliesslich zeigt sich die sogenannte Grundmasse nicht aus gleich grossen Quarzkörnchen aggregirt, sondern es welchseln Partien grösserer Quarzkörneraggregate mit solchen winziger ab. Auch faseriger Chalcedon ist in diesem Gestein bei weitem häufiger; der Kieselsäuregehalt dieses Gesteines ist = 97·94%, der Glühverlust beträgt 0·87%.

Diese Quarzgesteine oder umgewandelten Andesite umhüllen auch Quarzfelsmassen, welche die zackigen Felsspitzen, manchmal mit grotesken Quarzblöcken, zusammensetzen. Diese feuersteinartigen Gebilde sind oft mit schönen Quarzkrystalldrusen incrustirt. Südlich gegen die Meeresküste zu laufen die Berge von Bejköj in einen niederen, isolirt aus der Ebene emportauchenden, tumulusähnlichen Hügel aus.

Nordwärts um das rechte Ufer des Domus dere (eines Seitenthales zum Lydžak dere mit dem Dorfe Domus dere, das an gehobenen

Nummulitenschichten situirt ist) fand ich Petrefacten, (Pecten)-führende, hellrothe Andesit (?)-Tuffmergel mit plattiger Absonderung. Diese enthalten auch zahlreiche, gelbliche, pflanzenstengelähnliche Gebilde. Die westlichen Berge, nördlich von Šejnlar, bestehen aus rothen, festen Trachyt-(Andesit?)-Tuffen, welche an ähnliche Tuffe von Santorin erinnern und ein gutes Bausteinmaterial liefern. An diese schliessen sich auch rothe Andesite (?) mit zersetztem Plagioklas und Biotit.

Die kleine Küstenebene zwischen Trajanopolis und Dedeač umranden in einem flachen Bogen trachytische Berghöhen. In dem ebenen Lande (so bei Bejköj, Šejnlar) liegen oft zierliche Quarzstücke (Amethyst, Chalcedon, Carneol) zerstreut, die den Trachytgebilden der nächsten Lehnen entstammen dürften. Um den Meeresstrand und auf dem niederen von einer grossen Sumpfader durchzogenen Terrain bedecken häufig Bimssteinstücke den Boden, die möglicherweise Meeresauswürflinge sind.

Längs dem nahen Bodoma čaj erscheinen unterhalb Novo selo (Jeni köj), südlich von Dervent Andesite (?), welche in klingende Platten sich spalten. Nach der Bergconfiguration urtheilend, die von den Höhen bei Jeni köj gegen Westen sich uns darbietet, gehört auch diese wildkuppige Steinwelt mit deutlichen Eruptionskegeln grösstentheils zum Trachytgebiet.

Zum Schlusse wollen wir noch die isolirten Trachytberge von Enos erwähnen, die, obwohl nicht mehr im Bereich der eigentlichen Rhodope liegend, doch für entferntere Theile dieser angesehen werden können.

Diese bestehen aus braunrothen Rhyolithen, die wohl auch „Porphyrtrachyte“ genannt wurden, welche als Einsprenglinge in der rein felsitischen, durch Ferrit fluidalstruirten, an Sphärulithen armen vorherrschenden Grundmasse Krystalle von Sanidin, Quarz und frischem Biotit führen. In der überaus ferritreichen Grundmasse des Rhyolithes von Catal tepé kommen noch selten winzige Augitsäulchen, häufiger mikroskopische, secundäre Quarzlinsen vor. Diese Rhyolithe bilden charakteristische Plateauberge mit auffälligen Terrassenwänden. Bis zu einem gewissen Horizont reichen die sie umhüllenden hellfarbigen Aschentuffe. In ihrer grauen Hauptmasse erscheinen zahlreiche weisse Partikel; das Ganze hat das Aussehen von verhärtetem, doppelfarbigen Aschengemenge. Nur sparsam umschliesst dieser Tuff einzelne Feldspathkrystalle.

Interessant sind die mächtigen quartären Ablagerungen im Süden dieser Trachytberge, vornehmlich durch eine Schichte von Fragmenten, die einem dunklen Rhyolith (?) angehören. Inwiefern die tertiären Cardiummergel (abgesehen von dem Austernkalk) der Enosstadt, welche gegen Norden schwach gehoben erscheinen, in ihrer Lagerung durch die nördlichen Trachytgebilde beeinflusst waren, bleibt näheren Untersuchungen zur Constatirung. Diese gegen Süden etwas einfallenden Tertiärsedimente sind jedenfalls einer vortheilhaften Hafenanlage hier das ungünstigste Hinderniss und an dem schlechten Ruf des sogenannten Enoser Hafens, der dadurch nie für einen natürlichen Hafen gelten konnte, schuldtragend. Die fast allgemein angenommene Ver-

sumpfung des „Hafens von Enos" gehört unseres Erachtens nach in das Bereich unbegründeter Vermuthungen. [1])

Einige Höhen der eruptiven Rhodope.

(Nach Aneroidaufnahmen des Ingenieur Wilhelm Bachofen.)

	Meter über dem ägäischen Meere.
Meričler, Dorfmitte	142
Rücken zwischen Meričler und Balabanly	215
Balabanly	146
Maricaufer bei Almaly	102
Bahn „ „	113
Almaly, Dorfbakal	126
Hasar bei Almaly, südlich von Öksüzler	290
Čyplak „ „ „ „ „	263
Kajaly	136
Karaul	166
Kuručešme	178
Semizče	144
Dragovina	772
Kozluk	185
Dibsyzgöl	160
Iler (Jeleler)	265
Jokčiler	212
Susam-Banja	225
Karagać	273
Elehče (Elekčiköj)	245
Kodžaly Günešly	327
Rücken zwischen Elehče und Eskiköj	355
Alan Mahale	330

Rückblick. Die Eruptivgesteine, welche im Süden des Balkans längs einer grossen Dislocationsspalte (vgl. v. Hochstetter l. c. pag. 365, 399) emporgedrungen sind, gleichen vollständig denen der ungarisch-siebenbürgischen Trachytgebirge. Die Eruptionen waren höchstwahrscheinlich submarine und von grossen Tuffablagerungen begleitet.

Die Eruptivgesteine der Rhodope gehören theils zu den augitführenden Biotitandesiten, seltener den Hornblende- und Augit-Andesiten, theils zu den Rhyolithen. Von diesen gibt es sowohl solche mit rein felsitischer oder sphärulitischer Grundmasse als auch rein glasige, Perlitgesteine. Auch Feldspathbasalte scheinen nicht zu fehlen. Die Biotitandesite sind älter als die Rhyolithe und wohl eocän.

---

[1]) Vgl. über Enosberg A. Grisebach: Reise durch Rumelien (1839), Göttingen 1841, I.

Nicht nur in der mineralogischen Zusammensetzung und der Mikrostructur der Grundmasse, auch in den Zersetzungserscheinungen stimmen die Eruptivgesteine der Rhodope mit den ungarischen überein und sind besonders die der Biotitandesite interessant. Dieselben wurden vollständig in Opal, auch in mikrokrystallinen Quarz umgewandelt, wobei jedoch die Andesitstructur der Grundmasse und die Krystallumrisse der Einsprenglinge vollkommen erhalten blieben, ganz analog den Andesiten Gleichenberg's.

Auch die Rhyolithe neigen zur Opalbildung; vielleicht ist manche isotrope, als glasig oder felsitisch bezeichnete Basis der Andesite und Rhyolithe nichts weiter als Opal?

Ueber den Charakter der sarmatischen Fauna des Wiener Beckens.

Von A. Bittner.

Während der Detailaufnahmen, welche ich in den Jahren 1881 und 1882 in dem kohlenführenden Tertiärzuge von Tüffer-Sagor durchzuführen hatte, konnte als innerste oder jüngste Masse der synclinal gelagerten Tertiärbildungen ein Schichtencomplex von ganz ansehnlicher Mächtigkeit nachgewiesen werden, welcher trotz nicht reichlicher Petrefactenführung dem Charakter seiner Fauna nach an Ort und Stelle sofort als sarmatisch angesprochen wurde. Wohl hatte bereits Zollikofer (Jahrb. 1861—1862, XII), dessen Aufnahmen in den von mir begangenen Strecken als ausserordentlich sorgfältige und genaue bezeichnet werden müssen, als jüngstes Tertiärgebilde bei Tüffer-Sanct-Gertraud gewisse sandige und thonige Ablagerungen von den nächstälteren getrennt und als Aequivalente der obersten Wiener Miocänschichten auf der Karte ausgeschieden. Dieselben entsprechen thatsächlich der sarmatischen Muldenmitte. Auf den von Stur revidirten Karten indessen reichen die sarmatischen Ablagerungen nicht bis Tüffer in westlicher Richtung, sondern finden sich nur im Zuge von Fautsch und Dobie bei Montpreis, sowie im südlicher liegenden Tertiärzuge von Lichtenwald angegeben. [1]. Westlicher als jene Punkte zeigen die Stur'schen Blätter keine sarmatischen Ablagerungen. Wohl ist Stur das Auftreten von Cerithien-reichen Schichten auch bei Tüffer nicht entgangen, er nennt solche (Geol. d. Steiermark, pag. 567 ff.) von Grakotsche bei St. Leonhard, von Tüffer Süd gegenüber Maria Gratz, sowie von St. Gertraud bei Tüffer. Der Umstand, dass gerade zu der Zeit, als Stur die Resultate seiner Begehungen bearbeitete, die früher als leitend für das Sarmatische angesehenen Cerithien dieser ihrer Stellung als Leitfossilien verlustig wurden, ferner die ziemlich auffallende Petrefactenarmuth des Tüfferer Zuges überhaupt, sowie die Thatsache, dass die Grenze zwischen Marin und Sarmatisch gerade hier sehr schwer mit Präcision zu ziehen ist, endlich die Kürze der

---

[1]) Im nächstsüdlicheren Tertiärzuge (jenem des Gurkthales) wurden Jahrb. 1858, pag. 383 ff. von Stache sarmatische Schichten bei Weisskirchen und Sanct-Canzian im Thale nachgewiesen.

Zeit, welche Stur zur Verfügung stand (vergl. Geol. d. Steiermark, pag. 646), machen es begreiflich, dass einem so ausgezeichneten Beobachter die Existenz eines, wenn auch schmalen Streifens sarmatischer Schichten bei Tüffer entgehen konnte.

Nachdem bereits F. Karrer im Schlemmmaterial, das von der bekannten Rutschung von Steinbrück an der Sann stammt, sarmatische Schichten constatiren zu können geglaubt hatte (nicht publicirt), wurde vor Kurzem von Hilber (Jahrb. 1882, pag. 473) nach Fossilsuiten, die er von dort erhielt, das Auftreten von sarmatischen Schichten bei Stein in Krain nachgewiesen. Dadurch war bereits sichergestellt, dass die sarmatischen Ablagerungen weit tiefer gegen Westen in das Innere der Alpen eindringen, als man bisher anzunehmen Grund hatte. Trotzdem war es geboten, bei der Deutung der oben erwähnten Vorkommnisse des Tüffer-Sagorer Zuges mit grosser Vorsicht vorzugehen, nicht allein aus dem Grunde, weil, wie schon erwähnt, die betreffenden Ablagerungen von Stur anders aufgefasst worden waren, sondern auch desshalb, weil sich in neuerer Zeit überhaupt mehrmals Bildungen gefunden haben, welche von dem einen Beobachter als sarmatisch, von einem zweiten aber als nichtsarmatisch erklärt wurden. Es ist hier vor Allem auf das von Peters (Sitzber. Abh. 1861, 44. Bd.) so genau studirte Profil von Hidas hinzuweisen, welches nach jenem Forscher zum grössten Theile aus sarmatischen Ablagerungen bestehen sollte, während Suess (Sitzber. 1866, 54. Band) nur eine sehr beschränkte Schichtfolge desselben als wirklich sarmatisch gelten lässt und sich dabei wesentlich auf den Umstand stützt, dass insbesondere die häufigeren Cerithienarten des Sarmatischen fast durchaus bereits in marinen Ablagerungen ebenfalls in grosser Anzahl auftreten. In derselben Arbeit wird von Suess ein Vorkommen bei Oberhollabrunn als sarmatisch angeführt, trotzdem dasselbe nur *Cerithium pictum*, *Murex sublavatus*, *Helix spec.* und Fragmente von *Ervilia* geliefert hatte; hier war also offenbar die *Ervilia* ausschlaggebend. Kurz darauf wurde allerdings die sarmatische *Ervilia* von Reuss in den marinen Schichten von Wieliczka nachgewiesen. (Sitzber. 1867, Bd. 55.)

Im Jahrbuche 1868 beschreibt Fuchs die Steinbrüche bei Goyss am Neusiedlersee und constatirt das sarmatische Alter derselben aus der Lagerung, da die angeführten Petrefacte (*Cerithium pictum*, *Cer. rubiginosum* und *Trochus patulus*, sowie *Foraminiferen*) ja für die Altersfrage keinen Werth besitzen.

In derselben Arbeit von Fuchs wird auch der Steinbrüche von Breitenbrunn ausführlich gedacht, welche, ursprünglich für marin gehalten, später von Suess wegen des häufigen Vorkommens von *Cerithium rubiginosum* für sarmatisch (brackisch) erklärt, von Fuchs 1868 aber wiederum als marin gedeutet wurden. Neuestens (Földt. Közl. 1881, 291) nun hält Roth dieselben Brüche abermals für entschieden sarmatisch. Aehnliche Beispiele liessen sich noch mehrere anführen, es soll aber hier nur noch auf die „pseudosarmatischen" Schichten von Syrakus (Fuchs in Sitzgsber. 1874, 70. Bd. und 1877, 74. Bd. pag. 19 Sep.) hingewiesen werden, sowie auf Radoboj, dessen schwefelflötzführende Schichten von Suess l. c. 1866, 54. Bd., pag. 148, für entschieden marin und äquivalent dem „Schlier" von Niederösterreich

erklärt wurden, während sie, wie schon aus dem ältesten Profile (Unger in Novis actis. Leop. Ac. nat. cur. vol. XIX, pars. II, tab. 71, 1842) hervorgeht [1]), über dem Leithakalke liegen und nach neueren Untersuchungen von Paul, Pilar u. a. m. den sarmatischen Schichten angehören.

Es ergibt sich also eine ziemlich auffallende Unsicherheit in der Deutung zahlreicher Punkte bezüglich der Altersfrage, ob marin oder ob sarmatisch. Man sollte das allerdings nach dem Eindrucke, den man von typisch entwickelten, fossilreichen sarmatischen Bildungen (Nexing, Gaunersdorf, Türkenschanze, Atzgersdorf) erhält, kaum für möglich halten, insbesondere, wenn man bedenkt, dass in neuester Zeit wiederholt die Existenz einer ausserordentlich scharfen Grenzlinie zwischen Marin und Sarmatisch betont worden ist. Bei der ziemlich einschneidenden Bedeutung der Frage, ob es vielleicht doch innerhalb des österreichischen Miocäns Ablagerungen gebe, die zwischen marinen und sarmatischen Bildungen vermitteln, oder ob man vielleicht mehrere sarmatische Ablagerungen unterscheiden dürfe, nach Analogie der Congerienschichten, von denen Fuchs (Studien über die Gliederung der jüngeren Tertiärbildungen Oberitaliens, Sitzber. Ak. B. LXXVII, 1878, Sep. pag. 18) versichert, dass es deren in verschiedenen Niveaus gebe, oder ob man es vielleicht hie und da nur mit sogenannten pseudosarmatischen Bildungen zu thun habe (und was dergleichen Möglichkeiten noch sein können), lag es nahe, unter besonderer Berücksichtigung der erwähnten, als sarmatisch angesprochenen Schichten von Tüffer-Sagor, die einschlägige Literatur zu Rathe zu ziehen, um über die Bedeutung der sarmatischen Schichten und ihrer Fauna in's Klare zu kommen. Es ergab sich zunächst die Fragestellung, ob man denn überhaupt vollkommen verlässliche Anhaltspunkte habe, welche ermöglichen, eine bestimmte Ablagerung mit Sicherheit als sarmatisch bezeichnen zu können? Man braucht in der Verfolgung dieser Frage nur bis zum Jahre 1866 zurückzugehen, und findet dieselbe in der bekannten Arbeit von Suess: Ueber die Bedeutung der sogenannten „brackischen“ Stufe, dahin beantwortet, dass es solche Anhaltspunkte zur Erkennung der sarmatischen Ablagerungen allerdings gebe. Bei der Wichtigkeit dieser Angelegenheit ist es wohl geboten, den Gedankengang der Arbeit von Suess hier kurz zu skizziren.

Suess weist zunächst nach, dass eine ganze Anzahl von Arten, darunter gerade die von jeher für besonders bezeichnend gehaltenen Cerithien, durchaus nicht als leitend für diese Ablagerung gelten könne, da sie an vielen Punkten inmitten mariner Schichten bereits in Menge auftreten; dagegen hat man nach ihm gewisse Formen, insbesondere *Mactra podolica*, *Ervilia podolica*, *Tapes gregaria*, sowie die Trochusarten nie in tieferen als sarmatischen Ablagerungen angetroffen. Diese letzteren haben daher in der Niederung von Wien allein als charakte-

---

[1]) Man vergleiche hier auch Morlot in Steierm. geogn. mont. Verh. II, 1853, pag. 23: „Wird der Leithakalk Untersteiers als miocän erklärt, so wird die berühmte Pflanzen- und Insectenschicht Radobojs oberstes Miocän, wie Oeningen, wenn man sie nicht schon Pliocän nennen will“.

ristisch für jene Stufe zu gelten und es ist nach Suess ein bemerkenswerthes Zusammentreffen der Umstände, dass *Cerithium pictum*, *C. rubiginosum* u. a. dem fernen Osten gänzlich fehlen, während *Mactra podolica* mit ihrer Begleitung dort sehr verbreitet ist und ihrerseits bei Wien ihre westlichste Grenze findet. Nach einer eingehenden Analyse der gesammten Fauna dieser Stufe, auf die unten zurückgekommen werden soll, bekämpft Suess entschieden den bisher üblichen Namen „brackische Stufe", da die weitverbreiteten östlichen Aequivalente der Cerithien-Schichten keineswegs als brackisch zu bezeichnen seien, und schlägt den Namen „sarmatische Stufe" vor, der seither allgemein gebräuchlich geworden ist. Bei Betrachtung der Verbreitung constatirt Suess ferner die wichtige Thatsache, dass die sarmatischen Ablagerungen über Volhynien hinaus nicht mehr, wie im Westen, dem Leithakalke aufgelagert sind, sondern dass sie dort unmittelbar auf älterem Gebirge ruhen. Suess hebt demnach hervor, dass im östlichen Verbreitungsbezirke des sarmatischen Meeres dasselbe einen Raum eingenommen haben muss, der zur Zeit des vorangegangenen Leithakalkes festes Land war. Nirgends kennt man in diesem östlichen Gebiete nach Suess Conchylien, die bei uns den sarmatischen und den nächstälteren Mediterran-Schichten gemeinsam sind. Aus diesem gleichsam fremdartigen, östlichen Charakter der sarmatischen Fauna folgert Suess, dass zur sarmatischen Zeit eine Communication der aralocaspischen Niederung mit dem Eismeere hergestellt worden sein müsse, auf welchem Wege die fremdartige, typisch sarmatische Fauna bis gegen Wien vordringen konnte. Diese Fauna ist demnach als eine vom Osten oder NO. eingewanderte fremde, boreale, zu betrachten.

Es folgt aus diesen Auseinandersetzungen von Suess unmittelbar, dass, wenn dieselben richtig sind, einerseits die sarmatische Fauna eine gewisse Verwandtschaft mit der existirenden borealen Fauna zeigen, anderseits aber, dass, wenn die Hypothese von dem Eindringen eines borealen Meeres aus NO. überhaupt als begründet und nothwendig aufrecht erhalten werden soll, keine Art dieser eingewanderten borealen Fauna, d. h. keine typisch sarmatische Art in den vorangehenden marinen Mediterran-Schichten zu finden sein darf und insofern hätte man wirklich sichere Anhaltspunkte, um das sarmatische Alter gewisser Ablagerungen bestimmen zu können. Aber weder die eine noch die andere dieser beiden Folgerungen sind richtig; ebenso mag gleich an dieser Stelle bemerkt sein, dass die auf die damalige Kenntniss der Fauna der sarmatischen Ablagerungen gestützte Ansicht von Suess, dass in den sarmatischen Bildungen des Ostens keine Arten aus der vorangehenden Mediterranfauna sich finden, ebenfalls nicht mehr haltbar ist.

Was die boreale Natur der sarmatischen Fauna anbelangt, so ist dieselbe nur kurze Zeit hindurch als befriedigender Erklärungsversuch der Eigenthümlichkeiten dieser Fauna anerkannt worden. Nachdem Fuchs zu wiederholten Malen, sowohl mündlich als schriftlich auf die ausserordentliche Analogie der sarmatischen Fauna mit jener des heutigen schwarzen Meeres hingewiesen und die sarmatischen Ablagerungen desshalb geradezu als „pontische Stufe" bezeichnet hatte, erschien in den Sitzber. Ak. W. 1877 (im 74. Bande) eine Abhand-

lung von ihm, in welcher er die Annahme eines borealen Ursprunges der sarmatischen Fauna mit Entschiedenheit bekämpft und sich dahin ausspricht, dass man die sarmatische Fauna gleich jener des heutigen Pontus als die verarmte Fauna eines theilweise oder ganz isolirten und mehr oder weniger ausgesüssten Binnenmeeres zu betrachten habe. Dieselbe Ansicht präcisirt Fuchs noch schärfer in seiner geologischen Uebersicht der jüngeren Tertiärbildungen des Wiener Beckens und des ungarisch-steirischen Tieflandes (Zeitschr. d. D. g. G., pag. 674), wo er sagt, dass die sarmatische Stufe am richtigsten als die Bildung aus einem Binnenmeere mit etwas reducirtem Salzgehalte aufgefasst werden könne und (l. c. pag. 698), wo er hervorhebt, dass die Fauna der sarmatischen Stufe in ihrem Habitus die grösste Aehnlichkeit mit jener des schwarzen Meeres besitze, ohne dass sich jedoch diese Aehnlichkeit auch in einer näheren systematischen Verwandtschaft der Arten aussprechen würde; in dieser Hinsicht schienen vielmehr die Beziehungen zum indischen Faunengebiete vorzuherrschen, so dass man vielleicht einmal die sarmatische Fauna in ähnlicher Weise für eine verarmte Dependenz des indischen Oceans ansehen werde, wie gegenwärtig das schwarze Meer eine verarmte Dependenz des Mittelmeeres bildet. Wenn nun Fuchs gleichzeitig hervorhebt, dass die der sarmatischen Fauna vorangehenden marinen Ablagerungen zwar Beziehungen mit der westafrikanischen und zum Theile auch mit der japanischen, fast gar nicht aber mit der indischen Fauna und jener des rothen Meeres aufweisen, so scheint es fast, als wollte er die sarmatische Fauna möglichst vollständig von ihrer marinen Vorgängerin loslösen und dieselbe auf einem bisher unbekannten Wege direct vom indischen Oceane ableiten. Das wäre denn ein dem Versuche von Suess total entgegengesetztes Verfahren. Es ist zu bedauern, dass Fuchs die Vergleichs- und Verknüpfungspunkte zwischen der Fauna der sarmatischen Ablagerungen und jener des indischen Oceans bisher nicht näher auseinandergesetzt hat.

Ein Punkt ist den Anschauungen von Suess und Fuchs mithin gemeinsam, der nämlich, dass Beide eine gewisse Anzahl von Conchylien, mögen dieselben nun borealer oder indischer oder völlig unbekannter Provenienz sein, als ausschliesslich charakteristisch für die sarmatischen Ablagerungen auffassen. Es lässt sich demungeachtet gegenwärtig bereits mit voller Bestimmtheit nachweisen, dass die überwiegende Mehrzahl jener von Fuchs und Suess als bezeichnend sarmatisch, d. h. als dieser Stufe ausschliesslich zukommend betrachteten Arten nichts weniger als das, sondern, dass dieselbe vielmehr ebenfalls, wenn auch selten in den Schichten der vorangehenden marinen Stufe zu finden sei.

Vor Allem möge hier ein möglichst vollständiges Verzeichniss der bis heute bekannten Fauna der sarmatischen Ablagerungen innerhalb der westlicheren Verbreitungsgebiete folgen. Von einer Vollständigkeit bezüglich der südrussischen, überhaupt östlicheren Vorkommnisse wurde dabei abgesehen, als unserem nächsten Zwecke fernerliegend. Bei der nachfolgenden vergleichenden Zusammenstellung der Fauna des schwarzen Meeres wurde neben den Angaben von Fuchs, Sitzb. 1877, 74. Bd., auch Weinkauff, „Conchylien des Mittelmeeres“, berücksichtiget:

Fauna der sarmatischen Schichten.

Columbella scripta Bell. Wien.
„ *subulata Bell.* (*pullus*) Nach Fuchs und Karrer Jahrb. 1875, pag. 50.
Buccinum duplicatum Sow., Wien u. a. O.
„ ***Verneuili Orb.***, Wien, Kischeneff u. a. O.
„ *Dujardini Desh.* Wien, nach Foetterle Verh. 1870, pag. 315, in sarmat. Sch. der Bukowina.
Murex sublavatus Bast., Wien u. a. O.
Pleurotoma Doderleini Hoern., Wien, Steiermark.
„ *Sotteri Mich.* Sehr selten bei Wiesen, sonst marin zu Tortona, Castelarquato u. s. f.
Pleurotoma obtusangula Brocc. Sehr selten in Neulerchenfeld nach Karrer Foraminif. der brackischen Sch. pag. 77.
Cerithium lignitarum Eichw. Braunkohlenschurf in Mauer.
„ *Duboisi Hoern.* Nach Toula (Sitzb. Ak. 75. Bd. 1877, pag. 126) in sarmat. Ablag. Bulgariens.
Cerithium Pauli R. Hoern. Südsteiermark, Kroatien, dem vorigen äusserst nahe stehend.
Cerithium plicatum Brug. Diese Art wird wiederholt aus sarmatischen Schichten citirt, so von Stur Jahrb. 1861—1862, pag. 289, aus Slavonien; R. Hoernes Jahrb. 1874, pag. 75, erklärt diese Vorkommnisse für *C. disjunctum.* Pilar (Rad jugosl. Akad. XXV. 1873) führt ebenfalls *C. plicatum* zu, und zwar neben *C. disjunctum!* Auch Foetterle (Verh. 1870, pag. 315) nennt *C. plicatum* (*Lam.*) aus tiefsarmatischen Schichten der Bukowina. Nach M. Hoernes Jahrb. 1851, pag. 114, käme *C. plicatum* an dem bekannten sarmatischen Fundorte Gaunersdorf vor, in seinem grossen Werke wiederholt sich diese Angabe nicht. Nun kommen aber zu Gaunersdorf (auch zu Nexing und bei Radkersburg in Steiermark) neben dem typischen dreiknotigen *C. disjunctum* auch gar nicht selten vierreihige Exemplare vor, die ganz entschieden eine sehr grosse Aehnlichkeit mit *C. plicatum* haben.
Cerithium disjunctum Sow. Wien, Galizien, Kischeneff.
„ *nodosoplicatum Hoern.* Wien, Galizien, Bulgarien u. a. O.
„ *Brusinianum Pilar.* Kroatien.
„ *bicinctum Eichw.* Galizien.
„ *mitrale Eichw.* Galizien.
„ *pictum Bast.* [1]) Wien, Galizien, nach Abich auch Kertsch, und Taman.

---

[1]) Bemerkung zu *Cerithium pictum Bast.* Das von R. Hoernes Jahrb. 1875, pag. 70, beschriebene *C. pictum var.* von Hafnerthal in Südsteiermark (Tab. II, Fig. 12) gehört sicher nicht zu dieser Art, sondern zu *C. nodosoplicatum Hoern.*, von dem es sich nur durch einen feinen Zwischenreifen zwischen den beiden die Hauptknoten tragenden Spiralen unterscheidet. (Die zum Vergleiche abgebildeten Stücke des *C. pictum* vom Heiligenberge dagegen gehören wirklich zu dieser Art.) Eine etwas schärfer sculpturirte Form derselben Richtung ist *C. Eichwaldi Hoern. und Au.* bei Hilber Ostgaliz. Miocänconch. pag. 7, während *C. bicinctum Eichw.*, an welches man bei der Hoernes'schen Beschreibung der Form von Hafnerthal zu-

Cerithium minutum Serr. Nach Abich bei Kertsch und Taman. Die von R. Hoernes Jahrb. 1875 beschriebenen zu *C. rubiginosum* gestellten Formen von Südsteiermark und Kroatien nähern sich stark dieser Art.

Cerithium mediterraneum Desh. Nach Hauer und Stache in Siebenbürgen, nach Hantken (1861) bei Gran, nach Boeckh bei Fünfkirchen, nach Pilar in Kroatien.

Cerithium rubiginosum Eichw. Wien, Kischeneff, nach Abich vielleicht auch Kertsch und Taman.

Cerithium scabrum Olivi. Wien.

„ *spina Partsch.* Wien.

Phasianella Eichwaldi Hoern. Nach Pilar in Kroatien.

„ *bessarabica Orb.* und mehrere verwandte Arten in Südrussland.

Turbo Auingeri Fuchs. Wien.

„ *rugosus L.* Nach Abich Kertsch und Taman.

Monodonta angulata Eichw. Nach Stur Jahrb. 1870, pag. 315, in Möllersdorf.

Trochus patulus Eichw. Nach Abich in Kertsch und Taman, nach Fuchs Jahrb. 1868, pag. 270, bei Goyss, nach Wolf Verh. 1869, pag. 84, in Rudolfsheim, nach Foetterle Verh. 1870, pag. 315, in der Bukowina.

Trochus biangulatus Eichw. Wien.

„ ***Celinae Andrz.*** Wien.

„ ***Orbignyanus Hoern.*** Wien (Hautzendorf), nach M. Hoernes der *Phasianella bessarabica* ähnlich.

Trochus pictus Eichw. Wien u. a. O.

„ ***podolicus Eichw.*** Wien, Südrussland.

„ ***Poppelacki Partsch.*** Wien.

„ ***quadristriatus Dub.*** Wien.

„ *Blainvillei Eichw.* Nach Abich Kertsch und Taman.

„ ***papilla Eichw.*** Wien, Südrussland.

„ *pl. spec.* grösstentheils von D'Orbigny beschrieben aus Südrussland.

Littorina neritoides Lam. (die lebende Art) nach Pilar (Rad jugoslav. Ak. XXV, 1873) in Kroatien.

Natica helicina Brocc. Wien.

„ *millepunctata Lam.?* Nach Karrer (Brack. Foraminif.) sehr selten in Nussdorf.

Nerita picta Fer. Wien u. a. O.

---

nächst denken sollte, wirklich ein *C. pictum* ist, wenigstens bei Hilber. *C. Eichwaldi*, sowie *C. Dionysi Hilber* (Sitzb. Ak. LXXIX als *C. Sturi*) ihrerseits nähern sich wieder, wie schon Hilber l. c. pag. 28 hervorhebt, dem *C. plicatum* von Horn und Molt. *C. pictum* und *C. nodosoplicatum* dürften, wenigstens im Sarmatischen, schwerlich Uebergänge aufweisen, scheinen hier vielmehr zwei scharf getrennte Typen zu repräsentiren, von denen der das *C. pictum* eine Knotenverzierung besitzt, deren Anordnung den Spirallinien folgt, und daher fast durchaus alternirende, nur zufällig untereinanderstehende Knoten besitzt, von denen die der unteren Spirale meist quer verzogen sind, während die Sculptur des *C. nodosoplicatum* vollkommen durch die Längsrichtung beeinflusst wird und dadurch in der Form von scharf ausgebildeten, zweiknotigen Längsrippen erscheint.

Nerita Grateloupana Fer. Wien.
Rissoa angulata Eichw. Wien.
„ ***inflata Andrz.*** Wien, nach Abich Kertsch und Taman.
„ *Lachesis Bast.* Nach Karrer im Nussdorfer Tegel.
Paludina immutata Frfld. Wien.
„ ***Frauenfeldi Hoern.*** Wien.
„ *stagnalis Bast.* Wien.
„ *effusa Frfld.* Wien.
„ *acuta Drap.* Wien, Südrussland.
Nematura Schwartzi Frfld. Wien (nach Fuchs und Karrer Jahrb. 1875, pag. 51).
Melanopsis impressa Krauss. Wien.
Melania Escheri Brgt. Wien, Steiermark.
„ ***applanata Fuchs.*** } Wien.
„ ***suturata*** „ } Wien.
Limnaea Zelli Hoern. Nach Karrer sehr selten in Höflein.
Planorbis vermicularis Stol. Nach Suess (Sitzber. Ak. 1866, pag. 235) auch bei Wolfpassing.
Acme Frauenfeldi Hoern. Wien (nach Fuchs und Karrer, Jahrb. 1875, pag 51).
Helix Turonensis Desh. Wien.
Bulla Lajonkaireana Bast. Wien, Südrussland.
„ *truncata Ad.* Wien, Ungarn.
Nacella (Scurria) pygmaea Stol. Ungarn.
Acmaea (Scurria) compressiuscula Eichw. Kischeneff, nach R. Hoernes auch bei Wien (Wiesen).
Capulus Kischenevae R. Hoern. Kischeneff.
Chiton spec. Wien (nach Fuchs und Karrer, Jahrb. 1875, pag 51).

Pholas spec. Nach R. Hoernes (Fuchs) in Verh. 1878, pag. 99 bei Wiesen, Pullendorf und Hauskirchen; nach Sinzoff in Südrussland (*Pholas dactylus L. var. pusilla* Norden).
Solen subfragilis Eichw. Wien u. s. f.
Corbula gibba Olivi. Nach Karrer fraglich im Tegel von Fünfhaus, nach Abich bei Kertsch und Taman.
Mactra podolica Eichw. Wien, Südrussland.
Mesodesma cornea Poli. Nach Abich Kertsch und Taman.
Ervilia podolica Eichw. Wien, Südrussland.
„ *pusilla Phil.* Nach Stoliczka in Ungarn, nach Hilber wahrscheinlich in Galizien, nach Abich in Kertsch und Taman.
Syndosmya sarmatica Fuchs. Wien.
Fragilia fragilis L. Wien.
Psammobia Labordei Bast. Wien.
Donax lucida Eichw. Wien, Südrussland.
Venerupis nov. spec. Nach Abich Kertsch und Taman.
Tapes gregaria Partsch. Wien, Südrussland.
Circe minima Mont.? Wien (nach Karrer.)
Pisidium priscum Eichw. Wien, Ungarn, Südrussland.
Cardium plicatum Eichw. Wien, Südrussland.

***Cardium obsoletum* Eichw.** Wien, Südrussland.
" *Suessi Barbot.* Uebergangsformen von *C. obsoletum* zu C. Suessi nach R. Hörnes auch bei Wien.
Cardium protractum Eichw. }
" *subprotractum Hilber.* } Galizien.
" *Ruthenicum Hilber.* }
" *squamulosum Pilar.* Kroatien.
" *pl. spec.* Südrussland.
Lucina Dujardini Desh. Nach Pilar in Kroatien, nach Pilide in Rumänien.
Nucula striata Sism. Nach Abich bei Kertsch und Taman.
***Modiola volhynica* Eichw.** }
" ***marginata* Eichw.** } Wien, Südrussland.
" *navicula Dub.* Südrussland, nach R. Hoernes Verh. 1876, pag. 203, auch bei Wien und in Ungarn.
Mytilus minimus Poli. Nach Pilar in Kroatien.
Congeria polymorpha Pall. Nach Pilar in Kroatien.
" *Brardi Bgt.* Nach Abich zu Kertsch und Taman.
Lima squamosa Lam. Nach Hilber, Jahrb. 1882, pag. 281, in Galizien.
" *sarmatica Hilber.* " " " " " " " "
Ostrea gingensis Schloth. var. sarmatica. Wien, Ungarn u. a. O.

Ein Vergleich mit dem von Fuchs (Zeitschr. d. D. G. G. 1877) zuletzt publicirten Verzeichniss der sarmatischen Fauna ergibt sofort den wesentlichen Unterschied, dass, während nach Fuchs unter den 52 von ihm angeführten Arten nur 19 aus der vorangehenden Stufe überkommen sind, unter den hier mitgetheilten Arten der sarmatischen Fauna eine weitaus grössere Anzahl solcher aufsteigenden, d. h. als *marin-miocän* längst bekannten Arten (über 40 auf die Gesammtzahl von etwa 100) sich befindet. Es mögen darunter immerhin einige zweifelhafte sein, nichtsdestoweniger ist die Zahl solcher Formen eine weitaus bedeutendere, als das Fuchs'sche Verzeichniss erkennen lässt. Auf einen weiteren Umstand ist hier noch hinzuweisen. Nach Suess l. c. pag. 240 sollen nämlich im Osten jene Conchylien, welche bei uns der sarmatischen und der nächsttieferen Stufe gemeinsam sind, den sarmatischen Ablagerungen fehlen. Dass gerade die wichtigsten und häufigsten derselben, also die Cerithien und *Bulla Lajonkaireana Bast.* aber daselbst ebenfalls vorkommen, erhellt sowohl aus älteren (Abich) als aus neueren Untersuchungen (R. Hoernes.)

Vergleich der Fauna der sarmatischen Schichten mit der Fauna des schwarzen Meeres.

Sarmatische Fauna.	Pontische Fauna.	Sarmatische Fauna.	Pontische Fauna.
—	(*Conus* 1)		(*Teredo* 1)
—	(*Mitra* 1)	*Pholas* 1	*Pholas* 1
—	(*Terebra* 1)	*Solen* 1	*Solen* 2

Sarmatische Fauna	Pontische Fauna
Columbella 2 (C. scripta)	Columbella 2 (C. scripta)
Buccinum (Nassa) 3 ...	Buccinum (Nassa u. Cyclope) 4
Murex 1	Murex 2
Pleurotoma 3	Pleurotoma 2
Cerithium c. 15 (C. scabrum)	Cerithium 3 (C. scabrum)
Phasianella pl. sp.	Phasianella 3
	(Delphinula 1)
(Turbo 2—3)	
Monodonta 2 .	Monodonta 1
Trochus pl. . . spec. (10—15)	Trochus 6
Littorina 1 (L. neritoides) ...	Littorina 2 (L. neritoides)
(Natica 1—2)	
Neritina 2 ..	Neritina 1
Rissoa 3 ...	Rissoa 5
	(Truncatella 1)
Bulla 2	Bulla 1
(Scurria 2)	
(Capulus 1)	
	(Calyptraea 1)
Chiton 1	Chiton 2
	(Patella 2)
17 Genera, davon 4 eigenthümliche, unter denen keines der für das Sarmatische charakteristischen Genera und	20 Genera, davon 7 eigenthümliche und

13 gemeinsame, worunter alle für das Sarmatische charakteristischen Genera.

Sarmatische Fauna	Pontische Fauna
(Corbula 1)	
Mactra 1 ...	Mactra 2
Mesodesma 1 (M. cornea)	Mesodesma 1 (M. cornea)
(Ervilia 2)	
Syndosmya 1	Syndosmya 1
Fragilia 1 (Fr. fragilis)	Fragilia 1 (Fr. fragilis)
(Psammobia 1)	
	(Tellina 5)
Donax 1	Donax 2
Venerupis 1 ...	Venerupis 1
	(Petricola 1)
	(Venus pl. sp.)
Tapes 1	Tapes
	(Cytherea 1)
(Circe 1)	
Cardium pl. sp.	Cardium 2
Lucina 1—2	Lucina 2
	(Erycina 1)
	(Arca 1)
(Nucula 1)	
Modiola 3 ...	Modiola 1
Mytilus 1 (M. minimus) ...	Mytilus 1 (M. minimus)
(Lima 2)	
	(Pecten 1)
Ostrea 1	Ostrea 1
	(Anomia 1)
20 Genera, davon 6 eigenthümliche, unter denen auch eines der für das Sarmatische charakteristischen Genera (Ervilia) und	23 Genera, davon 9 eigenthümliche und

14 gemeinsame, worunter alle für das Sarmatische charakteristischen Genera, mit Ausnahme von Ervilia.

Gesammtanzahl der Genera in der

sarmatischen Fauna: 37, worunter 11 eigenthümliche,

pontischen Fauna: 43, worunter 16 eigenthümliche,

mithin 27 gemeinsame Genera, unter diesen alle für die sarmatische Fauna charakteristischen, mit alleiniger Ausnahme von Ervilia.

Das Nichtauftreten von Ervilia im heutigen Pontus kann um so weniger befremden, als, wie es scheint, diese Gattung auch im gesammten Mittelmeerbecken nicht mehr lebend angetroffen wird, wohl aber von Palermo und anderen Orten aus pliocänen Schichten bekannt ist (*E. pusilla Phil.*) Um so interessanter ist daher die Angabe Abich's (Einleitende Grundzüge zur Geologie der Halbinseln Kertsch und Taman), dass *Ervilia pusilla* auch im Diluvium der Nordküste des schwarzen Meeres vorkommt.

Wie sich aus der voranstehenden, vergleichenden Uebersicht ergibt, ist die Analogie der heutigen pontischen mit der sarmatischen Fauna thatsächlich eine überraschend weitgehende. Der grössere Reichthum an verschiedenen Gattungen im heutigen Pontus und die geringere Differenzirung ihrer Arten gegenüber den mediterranen Stammarten erlaubt sofort die Vermuthung, dass die Isolirung und Aussüssung des ehemaligen sarmatischen Meeres eine noch weit bedeutendere gewesen sein musste, als es die des heutigen Pontus ist. Denselben Schluss bestätiget wohl auch die ungemein grosse Variabilität der sarmatischen Arten.

Im voranstehenden Verzeichnisse der sarmatischen Fauna sind bereits die als besonders typisch und bezeichnend für die sarmatische Stufe geltenden Arten durch die Schrift hervorgehoben worden. Sie sind es, die uns hier vor Allem interessiren und bezüglich ihrer ist die oben aufgestellte Behauptung, dass auch die Mehrzahl von ihnen schon in den der sarmatischen Stufe vorangehenden miocänen Marinablagerungen zu finden sei, zu erweisen. Wir lassen also zunächst eine Uebersicht dieser typisch sarmatischen Formen nach den Verzeichnissen von Suess (Sitzber. Ak. W., 1866, Bd. 54, pag. 230) und Fuchs (Zeitschr. d. D. g. G. 1877, pag. 675) folgen.

Die für die sarmatische Stufe charakteristischen Arten sind:

Nach E. Suess (Sitzungsber. Akad. Wiss. 54. Bd. 1866)	Nach Th. Fuchs (Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1877)
Buccinum duplicatum Sow. . . .	*Buccinum duplicatum Sow.*
„ *Verneuili Orb.* . . .	„ *Verneuili Orb.*
	(*Bulla Lajonkaireana Bast.*)
Cerithium disjunctum Sow . . .	*Cerithium disjunctum Sow.*
	„ *Pauli R. Hoern.*
	(*Melania applanata Fuchs.*)
	(„ *suturata Fuchs.*)
	Nacella pygmaea Stol.
Paludina immutata Frauenfld. .	*Paludina immutata Frauenfeld.*
„ *Frauenfeldi Hoern.* . .	„ *Frauenfeldi Hoern.*
	(*Planorbis vermicularis Stol.*)
	Pleurotoma Doderleini Hörn.
	(„ *Sotteri Mich.*)
Rissoa angulata Eichw.	*Rissoa angulata Eichw.*
„ *inflata Andrz.*	„ *inflata Andrz.*
	Trochus biangulatus Eichw.
	„ *Celinae Andrz.*
	„ *Orbignyanus Hoern.*

Nach E. Suess (Sitzungsber. Akad. Wiss. 54. Bd. 1866)	Nach Th. Fuchs (Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1877)
Trochus pictus Eichw.	*Trochus pictus Eichw.*
„ *podolicus Dub.*	„ *podolicus Partsch.*
	„ *Poppelacki Partsch.*
„ *quadristriatus Dub.* . .	„ *quadristriatus Dub.*
„ *papilla Eichw.*	
	Turbo Auingeri Fuchs.
—	—
Cardium obsoletum Eichw. . . .	*Cardium obsoletum Eichw.*
„ *plicatum Eichw.* . . .	„ *plicatum Eichw.*
Donax lucida Eichw.	*Donax lucida Eichw.*
Ervilia podolica Eichw.	*Ervilia podolica Eichw.*
Mactra podolica Eichw.	*Mactra podolica Eichw.*
Modiola marginata Eichw. . . .	*Modiola marginata Eichw.*
„ *volhynica Eichw*	„ *volhynica Eichw.*
Solen subfragilis Eichw. . . .	*Solen subfragilis Eichw.*
	Syndosmya sarmatica Fuchs.
Tapes gregaria Partsch.	*Tapes gregaria Partsch.*

Wie aus einem Vergleiche der beiden vorangehenden Verzeichnisse hervorgeht, unterscheiden sich dieselben, abgesehen von ihrer Artenanzahl, nur dadurch, dass in dem, welches Suess gibt, *Trochus papilla Eichw.* aufgeführt wird, welche Art in der Liste von Fuchs fehlt. Zählen wir also diese Art der Fuchs'schen Liste zu, so ergibt sich alles in allem die Zahl von vierunddreissig für die sarmatischen Ablagerungen eigenthümlicher und charakteristischer Arten. Darunter sind allerdings einige, welche bereits von Suess als nicht charakteristisch für das Sarmatische bezeichnet wurden, so *Bulla Lajonkaireana* und *Pleurotoma Sotteri* wegen ihres längstbekannten Vorkommens auch in marinen Schichten, ferner *Planorbis vermicularis* als Süsswasserform. Letzterer Umstand spricht wohl auch für die Ausschliessung der beiden von Fuchs beschriebenen Melanien aus dieser Artenvergesellschaftung. Es verbleiben also immer noch 29 für die sarmatische Stufe bezeichnende Arten. Eine kleine Umschau in der neueren Literatur lehrt indessen, dass auch die Ansprüche seitens der meisten derselben, für typisch sarmatisch gelten zu dürfen, nicht in vollem Masse aufrecht zu erhalten sind. Die folgenden Mittheilungen sollen das zeigen:

1. *Buccinum duplicatum Sow.* Nach Fuchs, Jahrbuch 1870, pag. 127, in Grund und Niederkreuzstetten, nach Fuchs und Karrer, Jahrbuch 1875, in den obersten marinen Schichten von Grinzing, nach Stur in Enzesfeld.

2. *Buccinum Verneuili Orb.* Nachdem bereits M. Hoernes die Mehrzahl der verwandten Orbigny'schen und Eichwald'schen Formen zu *B. duplicatum* gezogen, wird von R. Hoernes im Jahrbuch 1874, pag. 35, auch *B. Verneuili* mit *B. duplicatum* vereinigt. Zugleich macht R. Hoernes auf die nahe verwandte, lebende, ebenfalls brackische und äusserst polymorphe Art *B. costatum Quoi* aufmerksam.

3. *Cerithium disjunctum Sow.* ist nach M. Hoernes sehr ähnlich dem lebenden *C. sardoum* des Mittelmeeres. Hilber sucht, Verh. 1879, pag. 124, diese Form von dem marinen *C. theodiscum* Rolle

abzuleiten. Auf die nahen Beziehungen des *C. disjunctum* zu *Cer. plicatum* wurde bereits oben hingewiesen. Uebrigens wird *Cer. disjunctum* selbst von Stache, Jahrbuch 1866, pag. 314, aus dem Leithakalke von Waitzen, von Stur, Jahrbuch 1863, pag. 79, von Lapugy, *Cer. aff. disjunctum* von Boeckh aus den brackischen Schichten mit *Pereiraea Gervaisi* des Bakony angeführt. In der Sammlung der k. k. geol. Reichsanstalt liegt die Art auch von Steinabrunn.

4. *Cerithium Pauli R. Hoern.* Diese von R. Hoernes im Jahrb. 1875, pag. 67, beschriebene Art steht dem *C. Duboisi* so nahe, dass sie von dem genannten Autor als sarmatischer Nachkomme des *C. Duboisi* betrachtet wird.

5. *Nacella pygmaea Stol.* Es ist mir keine Angabe bekannt geworden, dass diese von Stoliczka in den Cerithienschichten von Vizlendva in Westungarn entdeckte Art bisher in anderen als der sarmatischen Stufe angehörenden Schichten aufgefunden worden wäre. R. Hoernes führt im Jahrbuche 1874 eine verwandte Form aus den bekannten Cerithienschichten von Wiesen an.

6. *Paludina immutata Frfld.* Diese Art soll bekanntlich noch heute in gesalzenen Tümpeln am schwarzen und caspischen Meere leben. Sie kommt auch in marinen Ablagerungen bei Wien vor, so nach Karrer im Tegel bei Baden und Berchtholdsdorf; Reuss citirt sie aus dem Salzthone von Wieliczka, Stur von Lapugy u. s. f.

7. *Paludina Frauenfeldi Hoern.* Nach Stur im Tegel von Lapugy, nach Reuss in Wieliczka und im marinen Tegel von Rudelsdorf (Sitzungsber. 1860, 39. Bd., pag. 262), nach Karrer Hochquellenleitung, pag. 245, im marinen Tegel von Möllersdorf.

8. *Pleurotoma Doderleini Hoern.* Nach Gümbel, Bayrisches Alpengebirge 1861, im Meeressandstein von Ortenburg, nach Fuchs und Karrer, Jahrbuch 1875, pag. 75, in den obersten marinen Schichten von Grinzing. R. Hoernes weist im Jahrb. 1875 auf die grosse Verwandtschaft zwischen dieser Art und *Pl. Schreibersi* hin.

9. *Rissoa angulata Eichw.* Nach Reuss im marinen Tegel von Rudelsdorf, nach Karrer, H. Qu. L., pag. 180, im Tegel von Baden.

10. *Rissoa inflata Andrz.* Nach Stur mit der vorangehenden Art in Bujtur, nach Fuchs und Karrer, Jahrbuch 1875, pag. 75, in den obersten marinen Schichten von Grinzing, nach Karrer, H. Qu. L., pag. 180, im Tegel von Baden, nach Hilber, Jahrb. 1882, pag. 266, 271 ff., in marinen Schichten Galiziens.

11. *Trochus biangulatus Eichw.* Nach Karrer, H. Qu. L., p. 135, im oberen Tegel von Vöslau.

12. *Trochus Celinae Andrz.* Nach Karrer, H. Qu. L., pag. 135, im oberen Tegel von Vöslau und pag. 110 in Gainfahrn. Diese, sowie die vorausgehende Art werden übrigens in M. Hoernes' grossem Werke als ausschliesslich marine Arten angeführt.

13. *Trochus Orbignyanus Hoern.* Diese für das Wiener Becken seltene Art scheint bisher nur aus sarmatischen Schichten bekannt zu sein. M. Hoernes weist auf die Aehnlichkeit derselben mit *Phasianella bessarabica Orb.* hin.

14. *Trochus pictus Eichw.* ist eine jener Arten, welche Fuchs aus den „sarmatischen“ Schichten von *Syrakus* anführt. Dieselbe gehört

übrigens zu *Monodonta* und steht einzelnen marinen Monodonten, z. B. *M. mamilla Andrz.*, *Monodonta angulata Eichw.* u. s. f., ziemlich nahe.

15. *Trochus podolicus Partsch.*
16. *Trochus Poppelacki Partsch.*
17. *Trochus quadristriatus Dub.*

Diese drei Arten stehen einander sehr nahe und repräsentiren auf alle Fälle einen und denselben Formentypus. Sie scheinen bisher auf die sarmatischen Ablagerungen beschränkt zu sein. Uebrigens existiren unter den marinen Suiten von *Trochus patulus*, und zwar speciell von der Localität Gauderndorf, Stücke, die ziemlich stark von dem typischen *Tr. patulus* abweichen und ausser offenem Nabel auch noch die Eigenthümlichkeit besitzen, dass einzelne ihrer Spiralreifen stark leistenartig hervorzutreten beginnen, ein Umstand, der sie dem *Trochus 4 striatus* und *Poppelacki* sehr ähnlich macht. Für näher eingehende Vergleiche fehlt es mir übrigens an Material und ich begnüge mich daher, auf diese immerhin auffallende Thatsache hinzuweisen.

18. *Trochus papilla Eichw.* Diese Art scheint sich bisher nur in den sarmatischen Schichten gefunden zu haben und auch hier zu den Seltenheiten zu gehören.

19. *Turbo Auingeri Fuchs.* Von Fuchs, Jahrb. 1873, pag. 24, Tab. IV, Fig. 26—29, beschriebene Form aus den sarmatischen Sanden von Heiligenstadt bei Wien, nach Fuchs in einem einzigen Exemplare bekannt, das vielleicht eine Jugendform ist.

20. *Cardium obsoletum Eichw.* Nach Karrer, H. Qu. L., p. 180, im marinen Tegel von Baden; nach Hilber in marinen Schichten Galiziens durch eine sehr nahestehende Art (*C. Holubicense Hilber*) vertreten; nach Fuchs in den „sarmatischen" Schichten von Syrakus.

21. *Cardium plicatum Eichw.* Nach Karrer, H. Qu. L., p. 180, ebenfalls im marinen Tegel von Baden; nach Hilber ebenfalls in marinen Ablagerungen Galiziens durch eine nahe verwandte Form (*Card. praeplicatum*) vertreten. Fontannes (Études sur la période tert. dans le bassin du Rhône 1876, II. Theil, pag. 43 und 55) führt diese Art aus Südfrankreich, und zwar aus der Nähe von Bollène als in marinen Schichten vorkommend an.

22. *Donax lucida Eichw.* Nach Stur in marinen Schichten von Holubica in Galizien, nach Karrer, H. Qu. L., pag. 136, im oberen marinen Tegel von Vöslau, nach Fuchs in den „sarmatischen" Schichten von Syrakus, nach Ch. Mayer (Verz. der Verstein. des Helvetien) in der Schweizer Molasse.

23. *Ervilia podolica Eichw.* Nach Reuss im Salzthone von Wieliczka, nach Karrer, H. Qu. L., pag. 111, in Gainfahrn, nach Fuchs in den „sarmatischen" Schichten von Syrakus.

24. *Mactra podolica Eichw.* Nach Mayer in der Schweizer Molasse, was M. Hoernes bezweifelt. Es dürfte übrigens schwer sein, präcise Unterschiede dieser Art gegenüber verschiedenen marinen Formen, z. B. der *M. Basteroti Mayer* (Grund, Ebersdorf), anzugeben. Nach Fuchs steht ihr auch die lebende *M. olorina Phil.* vom Suezcanale nahe. Auch ist *M. podolica* eine jener Arten, die nach Fuchs im „Sarmatischen" von Syrakus auftreten.

25. *Modiola marginata Eichw.* Nach Reuss, Sitzber. Ak. W. 39. Bd., 1860, pag. 239, im marinen Tegel von Rudelsdorf, nach

Hilber, Jahrb. 1882, pag. 289, möglicherweise in marinen Schichten von Holubica in Galizien, von Fuchs aus den „sarmatischen“ Schichten von Syrakus angeführt. Auch macht Fuchs darauf aufmerksam, dass *Mytius variabilis Krauss* vom Suezcanale dieser Art sehr ähnlich sei.

126. *Modiola volhynica Eichw.* Nach Fuchs in den „sarmatischen“ Schichten von Syrakus.

27. *Solen subfragilis Eichw.* Nach Karrer, H. Qu. L., pag. 136, im oberen marinen Tegel von Vöslau, nach Hilber Jahrb. 1878, pag. 529, in marinen Schichten Steiermarks, nach demselben Autor Verh. 1879, pag. 31, auch zu Pöls in Steiermark, und Jahrbuch 1882, pag. 266, höchstwahrscheinlich auch in marinen Schichten Galiziens.

28. *Syndosmya sarmatica Fuchs.* Diese von Fuchs im Jahrbuch 1873, pag. 25, Tab. IV, Fig. 20—23, beschriebene und abgebildete Form scheint bisher auf die sarmatischen Schichten (Döbling, Hernals) beschränkt zu sein.[1])

29. *Tapes gregaria Partsch.* Wie bei *Mactra podolica* gibt Mayer auch bei dieser Art die Schweizer Molasse (Bern) als Fundort an, was M. Hörnes bezweifelt. Jedenfalls müssen die Schweizer Formen nahe verwandt sein. Nach Stur und Neugeboren kommt diese Art übrigens im marinen Tegel von Lapugy vor, auch ist sie eine jener Arten, die nach Fuchs im „Sarmatischen“ von Syrakus auftreten.

Es ist bei der vorangehenden Zusammenstellung selbstverständlich besonders auf die neuere Literatur Rücksicht genommen worden, vorzugsweise also auf seit dem Jahre 1866 erschienene Arbeiten, von deren Autoren man wohl annehmen darf, dass sie über die Bedeutung der sarmatischen Fauna hinreichend aufgeklärt waren und welche also demnach gewiss bei der Aufnahme von anerkannt sarmatischen Arten in ihre Listen mariner Fundorte mit der nöthigen Vorsicht zu Werke gegangen sein werden. Es wurde ferner auch die von Fuchs seinerzeit für sarmatisch erklärte Fauna von Syrakus zum Vergleiche herbeigezogen, trotzdem Fuchs seine erste Ansicht später revocirt hat. Für die vorliegende Frage bedeutet es indessen keinen Unterschied, ob wir bei Syrakus wirkliche oder etwa nur pseudosarmatische Bildungen vor uns haben. Denn wenn im Centrum des Verbreitungsbezirkes der mediterranen Gewässer und Ablagerungen sich wirklich einst wahre sarmatische Bildungen ablagern konnten, so bedeutet das soviel, als dass das gesammte Mittelmeergebiet zu jener Zeit brackisch oder halbbrackisch war, und die östliche Provenienz des sarmatischen Meeres mit der westlichsten Grenze desselben bei Wien ist schwerlich haltbar. Sind aber die betreffenden Ablagerungen von Syrakus nur „pseudosarmatisch“, so repräsentiren sie doch ebenfalls, mögen nun ihre Arten den sarmatischen Arten völlig gleich oder mit

[1]) Es kommen übrigens im Hernalser Tegel zahlreiche Syndosmyen vor, die viel weniger verlängert sind, als die von Fuchs abgebildete Form und sonach der *Syndosmya apelina Ren.* viel näher, ja sogar so nahe stehen, dass sie schwer von ihr zu unterscheiden sein werden. Jedenfalls wird durch dieselben die anscheinend grosse Differenz zwischen der marinen und der sarmatischen Form ausgeglichen.

denselben nur nahe verwandt sein, den mediterranen Typus, welchen auch für die sarmatische Fauna nachzuweisen hier zunächst versucht werden soll. Es ergibt sich bei Zusammenstellung der obigen Fundortsangaben nun das gewiss einigermassen überraschende Resultat, dass auch die überwiegende Mehrzahl der bisher als typisch und ausschliesslich sarmatisch betrachteten Arten schon in den vorangegangenen marinen Ablagerungen vorhanden und nachgewiesen ist. Von den 29 typisch-sarmatischen Formen verbleiben alles in allem nur 8, bezüglich deren es bisher nicht gelang, ihre Anwesenheit in den älteren marinen Schichten zu erweisen. Und es muss darauf ein besonderer Nachdruck gelegt werden, dass unter diesen 8 Arten noch dazu einige sind, denen man kaum eine bedeutende Wichtigkeit beilegen kann, da sie entweder äusserst selten (*Turbo Auingeri*) oder bezüglich ihrer marinen Natur unsicher (*Nacella pygmaea*) oder aber mit marinen Arten der nächstälteren Stufe sehr nahe verwandt sind (*Syndosmya sarmatica*). Lässt man auch diese unberücksichtigt, so verbleiben nur mehr 5 Arten von Trochus, *Trochus podolicus*, *Trochus Poppelacki*, *Trochus quadristriatus*, *Trochus Orbignyanus* und *Trochus papilla*, von denen übrigens die erstgenannten 3 einem und demselben Typus angehören und sich untereinander nicht mehr und nicht weniger unterscheiden, als etwa die verschiedenen Abarten des variabeln *Cardium plicatum* oder des *Cardium obsoletum* und anderer sarmatischer Conchylien. Ich zweifle nicht, dass man schon heute bei genauerem Studium des in den hiesigen Sammlungen angehäuften Materiales in der Lage sein wird, auch diese Trochus-Arten theilweise vielleicht in marinen Ablagerungen der vorangehenden Stufe[1]) nachzuweisen, theilweise vielleicht von marinen Formen dieser Stufe abzuleiten. Was mich in dieser Ansicht bestärkt, ist der Umstand, dass aus den marinen Ablagerungen des österreichischen Miocäns bis heute nur eine recht geringe Anzahl von Trochus-Arten (bei M. Hörnes mit Einschluss der Monodonten nicht mehr als 11) bekannt geworden ist, eine Anzahl, die in gar keinem Verhältnisse steht zu der Menge von Formen, die diese Gruppe einerseits in den gleichzeitigen oder nahezu gleichzeitigen miocänen Schichten der Schweiz (nach Mayer's Verzeichniss der Verst. des Helvetien nicht weniger als 23 Arten) und in den sarmatischen Bildungen des Ostens, andererseits auch noch im heutigen Mittelmeere (nach Weinkauff an 40 Arten) aufzuweisen hat. Es liegt daher die Vermuthung sehr nahe, dass — wenigstens bis zur Zeit, als M. Hörnes diese Gruppe bearbeitete — eine Trochidenreiche Facies der Wiener Miocänbildungen noch nicht ausgebeutet worden ist. Man wird vielleicht einwenden, dass mit solchen Behauptungen und Gründen das Gebiet der Thatsachen verlassen wird. Und doch lassen sich noch andere ähnliche Beispiele anführen. Eines der prägnantesten besteht darin, dass in noch viel späterer Zeit dem Bearbeiter der Wiener Miocänfauna, M. Hörnes, das Vorkommen von eigentlichen, typischen Mytilus-Arten im sogenannten inneralpinen Wiener Becken, d. h. in der zweiten Mediterranstufe (mit Ausnahme des zu den Grunder Schichten gerech-

[1]) *Trochus sannio Eichw.*, nach M. Hörnes eine Jugendform von *Tr. podolicus*, wird von Ch. Mayer aus dem Helvetien der Schweiz angeführt.

neten Niederkreuzstetten, das auch geographisch an der Gebietsgrenze liegt) völlig unbekannt war, obwohl dieselben (*M. Haidingeri*, *M. fuscus*) bänkebildend im ausseralpinen Gebiete nachgewiesen sind und desshalb gegenwärtig noch für Leitfossilien der Horner (und Grunder) Schichten gelten. Soll man nun etwa annehmen, es habe in der Zeit der zweiten Mediterranstufe innerhalb der österreichischen Miocängebiete kein Mytilus dieses Typus gelebt? Ganz ähnliche Verhältnisse herrschen aber auch in der Vertheilung von anderen Gattungen; sie sind im Wiener Miocän artenarm und die wenigen vorkommenden Arten fast ausschliesslich auf das ausseralpine Becken beschränkt; das gilt für *Mactra*, *Donax*, *Tapes*, *Solen*, in gewissem Sinne auch für *Cardium* und *Cerithium*. Alle diese Gattungen sind — wie Trochus — sehr reich in der Molasse der Schweiz (Helvetien) vertreten und es genüge beispielsweise darauf hinzuweisen, dass Ch. Mayer von Tapes 7 Arten, von Mactra sogar 18 Arten anführt. Alle diese Thatsachen scheinen dafür zu sprechen, dass den Miocänablagerungen des Wiener Beckens im weiteren Sinne gerade jene — wohl vorzugsweise littoralen — Ablagerungen bereits ganz oder nahezu vollständig fehlen, in denen die angeführten Genera, welche zugleich die herrschenden in den sarmatischen Schichten sind, ihre vorzüglichste Entwicklung zu erreichen pflegen. Ein weiterer, merkwürdiger Umstand tritt hinzu, welcher schon von Fuchs, Jahrb. 1870, pag. 127, hervorgehoben wurde. Er besteht darin, dass, wie Fuchs sagt, diejenigen Conchylienarten der sarmatischen Fauna, welche dieselbe als Erbtheil der vorangegangenen marinen Stufe enthält, innerhalb der marinen Ablagerungen selbst mit auffallender Vorliebe in jenen Gliedern auftreten, welche nach der von Rolle und Suess vertretenen Ansicht zu den älteren Theilen der marinen Stufe gehören, also im sogenannten ausseralpinen Wiener Becken in den Schichten von Horn und Grund. *Cerithium pictum* und *rubiginosum*, *Murex sublavatus*, *Buccinum duplicatum* und *Melanopsis impressa*, *Bulla Lajonkaireana* und *Ostrea gingensis* sind Beispiele solcher Arten. Eine weitere hier einschlagende Thatsache hat Reuss schon im Jahre 1860 hervorgehoben; es ist der Umstand, dass in den marinen Schichten von Rudelsdorf in Böhmen brackische Beimengungen eine grosse Rolle spielen. Auch das Auftreten von *Pleurotoma Doderleini* in den Schichten von Ortenburg (nach Gümbel), sowie das Vorkommen von *Donax lucida* und von *Trochus sannio Eichw.* im Helvetien der Schweiz (nach Mayer) gewinnt unter diesem Gesichtspunkte an Bedeutung. Es wäre verfehlt, daran weitere Schlussfolgerungen knüpfen zu wollen, aber so viel lässt sich wohl behaupten, dass gegenwärtig, wenn man die sarmatische Fauna mit jener der vorangehenden marinen Stufe vergleicht, es gerade die Bildungen des ausseralpinen Wiener Beckens sind, welche die meisten Anknüpfungspunkte geben. Der naheliegendste Grund hiefür ist wohl der, weil unter jenen Bildungen Ablagerungen von flachen Küsten gegenwärtig noch am besten vertreten und erhalten sind und weil gerade unter den strandbewohnenden Conchylien jene Formen gesucht werden müssen, welche sich brackischen Einflüssen am leichtesten accommodiren können, z. Th. auch innerhalb der Marinfauna selbst schon sich solchen that-

sächlich accommodirt haben. Daher also zunächst die Uebereinstimmung der sarmatischen Fauna mit Strandfaunen.

Wenn also, wie die vorangehenden Verzeichnisse und Erörterungen gezeigt haben dürften, einerseits eine recht ansehnliche Anzahl von Arten, allerdings zumeist nicht in zahlreichen Individuen, aus den marinen in die sarmatischen Schichten aufsteigt, andererseits aber fast alle oder doch die überwiegende Mehrzahl der „typisch-sarmatischen“ Conchylien bereits in den marinen Ablagerungen, die der sarmatischen Stufe vorangehen, angetroffen worden sind, so muss man wohl sagen, dass der Gegensatz zwischen beiden Stufen keineswegs ein so greller sei, wie man bisher anzunehmen hie und da geneigt war, insbesondere aber lässt sich mit aller Entschiedenheit behaupten, dass auch die gesammte sarmatische Fauna (mit Ausnahme einiger Trochus-Arten, welche kaum mehr die übrigen Resultate wesentlich zu alteriren im Stande sein werden) ein typisch-miocän-mediterranes Gepräge besitze, und dass es sonach eigentlich zwecklos sein dürfte, nach entlegeneren Vergleichspunkten zu suchen, wo eine vollkommene Analogie mit bestehenden und nicht misszudeutenden Verhältnissen so nahe liegt. Diese Resultate bestätigen demnach zunächst die bereits von Fuchs vertretene Ansicht, dass die sarmatische Fauna keineswegs eine boreale Fauna sei und erlauben dieses vorerst negative Resultat dahin zu erweitern und zu präcisiren, dass man in der sarmatischen Fauna thatsächlich gar nichts anderes, als einen zum Theile verkümmerten, zum Theile durch Isolirung und brackische Einflüsse degenerirten oder abgeänderten minimalen Bestandtheil der vorangegangenen normalen miocänen Marinfauna zu erkennen habe. Fragen wir also, ob die von Suess und Fuchs als typisch-sarmatisch angesehenen Conchylien für sich allein dazu dienen können, mit Sicherheit in jedem Falle sarmatische Ablagerungen als solche zu erkennen, resp. dieselben von in marinen Ablagerungen local auftretenden brackischen Einschwemmungen zu unterscheiden, so müssen wir diese Frage heute entschieden verneinen, nachdem die grösste Mehrzahl dieser vormals als typisch-sarmatisch betrachteten Conchylien, sowie die längst als nicht bezeichnend für sarmatische Schichten erkannten Cerithien eben auch in den älteren marinen Schichten nachgewiesen sind. Die Häufigkeitsverhältnisse sind hier natürlich ganz und gar nicht entscheidend. Ein einziges im Tegel von Baden oder im Mergel von Gainfahrn aufgefundenes Exemplar einer sarmatischen Art genügt vollständig, um dieselbe sofort aus der Reihe der „typisch-sarmatischen“ Conchylien verschwinden zu machen. Auch die Möglichkeit, dass innerhalb der marinen Ablagerungen selbst, so wie in diesen cerithienreiche brackische Schichten bekannt sind, auch Einschwemmungen von anderen sarmatischen Conchylien oder deren Vorläufern von brackischem Habitus sich finden können, darf nicht ausser Acht gelassen werden. Die Fauna entscheidet also in keinem Falle allein [1]), vielmehr wird man nur da,

---

[1]) Es sei hier auf einen von Fuchs (Sitzber. Ak. W. LXXIV, 1877, Sep. pag. 13) angeführten Fall hingewiesen, in welchem ein Muschelconglomerat der Westküste von Florida den sarmatischen Schichten von Nexing dermassen gleicht,

wo man die charakteristische sarmatische Artenvergesellschaftung oder Theile derselben (und wären es auch nur die Cerithien!) findet und zugleich Lagerungsverhältnisse constatiren kann, welche mit Sicherheit das Aufruhen dieser Schichten auf dem Gesammtcomplexe der marinen Schichten erkennen lassen, völlig berechtigt sein, die betreffenden Schichten als sarmatisch anzusprechen.

Es mag ja sein, dass für gewisse höhere Abtheilungen der sarmatischen Ablagerungen vor allem gerade eine Anzahl jener Formen bezeichnend sind, die in ihrer ungewöhnlichen Variabilität die Einflüsse der überhand nehmenden Aussüssung besonders auffallend zur Schau tragen und offenbar jenen Typen angehören, welche diesen wechselnden Lebensverhältnissen sich am besten zu accommodiren im Stande waren, während andere mehr und mehr verkümmerten, seltener wurden und endlich ganz ausstarben. In diesem Sinne hat man noch immer vollkommen das Recht, von typisch-sarmatischen Formen zu sprechen, zu denen dann besonders die mit enorm verdickter Schale versehenen *Tapes* und *Mactra*, die überaus variabeln *Cardien* und vor allen einzelne *Trochus*, speciell *Trochus podolicus*, der in seinen Verzierungen lebhaft an die in jüngeren Schichten auftretenden *Viviparen* und *Melanopsiden* erinnert, gehören würden. Für eine solche Vertheilung der Conchylien innerhalb der sarmatischen Bildungen scheinen sowohl die Resultate der Untersuchungen Fuchs' innerhalb des Rayons von Wien (Brunnengrabungen), als auch die Schichtfolge in den Atzgersdorfer Brüchen u. a. m. zu sprechen, ob aber solche Verhältnisse durchgehends nachweisbar sind, steht vorläufig noch in Frage. Näher liegt hier vielleicht der Gedanke, ob man denn zwischen marinen und sarmatischen Ablagerungen auch Uebergangsstufen kenne? So wenig gerade diese Seite der Frage noch untersucht ist, so lassen sich doch in der vorhandenen Literatur einige Anhaltspunkte finden, welche gestatten, die Behauptung auszusprechen, dass solche Zwischenbildungen nicht völlig zu fehlen scheinen. Wenn man hier auch von den ältesten sarmatischen Schichten Russlands absieht, in welchen von Abich einige Arten aufgefunden wurden, die in den übrigen sarmatischen Ablagerungen nicht auftreten oder in denselben doch sehr selten sind [1]), so hat man doch innerhalb der uns näher liegenden Districte einzelne Fälle, die hier erwähnt zu werden verdienen. So betont Wolf (Verh. 1876, 299), dass im Gebiete des Gnieszna- und Gnila-Baches und am Zbrucz an der Grenze zwischen mariner und sarmatischer Stufe eine Mischfauna vorkomme, und auch Hilber hebt neuestens (Jahrb. 1882, 313 ff.) hervor, dass Uebergangsbildungen zwischen marinen und sarmatischen Schichten in Galizien existiren, zu welchen auch die sogenannten übersarmatischen Bildungen Olszewski's gehören dürften. Auch das mehrfach citirte Profil von Hidas kann hier angeführt werden. Nach Suess (Sitzber. 1866, 54. Bd., pag. 222) beginnen in Hidas die sarmatischen Schichten mit Lage VIII 3 bei

---

dass Fuchs selbst lange Zeit von einer Verwechslung überzeugt war. Ein ähnliches Beispiel bietet die Fauna der Bitterseen des Suezcanals.

[1]) Wenn R. Hörnes dieselben (Jahrb. 1874, pag. 49) desshalb einfach streichen zu dürfen glaubt, befindet er sich wohl kaum im Rechte.

Peters, in welcher zuerst *Mactra podolica* auftritt. Aber noch darüber liegen Bänke mit *Buccinum costellatum*, *Chenopus pespelicani* und *Cardium echinatum*, drei Arten, die sonst nirgends in sarmatischen Schichten bekannt sind. Auch die Brüche von Breitenbrunn und Goyss, deren bereits oben gedacht wurde, dürften in gewissem Sinne hier zu erwähnen sein. Ganz besonders möchte ich aber noch auf jene sonderbare Mischfauna hinweisen, welche nach Fuchs und Karrer (Jahrb. 1871, pag. 119) die obersten marinen Schichten, die in einer Brunnengrabung, nahe der Villa Schöller bei Grinzing, getroffen wurden, bevölkert. Neben vorherrschend marinen Arten finden sich hier *Buccinum duplicatum*, *Pleurotoma Doderleini*, *Rissoa inflata*, die zu den typisch-sarmatischen Arten zählen, ferner *Cerithium pictum*, *rubiginosum* und *spina*, *Trochus patulus*, *Nerita picta* und *Grateloupana*, die ebenfalls an zahlreichen Orten in sarmatischen Schichten häufig sind. Man darf also hier wohl von einer gemischten Fauna der marin-sarmatischen Grenzschichten sprechen. Es dürften diese Beispiele genügen, um darzuthun, dass, mag auch der Uebergang ein ziemlich rascher gewesen sein, dennoch hie und da Schichten vorkommen, die man als wahre Grenz- und Uebergangsbildungen zwischen den beiden Stufen anzusehen berechtigt ist.

Durch die Constatirung der Thatsache, dass die sarmatische Fauna — mit sehr geringen Ausnahmen, deren Provenienz gegenwärtig noch als unsicher gelten muss — nichts ist als ein Rest der miocänen Mediterran-Fauna, erledigt sich die weitere Frage nach der Herkunft derselben, welche Suess zur Annahme eines Hereingreifens des Borealmeeres von Nordosten her führte, von selbst, und man wird vielleicht gegenwärtig eher eine Transgression in umgekehrter Richtung, also eine Transgression des miocänen Mediterranmeeres nach Osten, annehmen dürfen, deren Beginn etwa mit dem Beginne der sarmatischen Zeit zusammenfällt, nach Analogie der während oder nach der Pliocänzeit stattgefundenen abermaligen Ausbreitung des heutigen Mittelmeeres in das Gebiet des schwarzen Meeres. Dass diese östliche Transgression, sowie sie heutzutage gewiss den Charakter der pontischen Fauna bestimmt, zur sarmatischen Zeit ebenfalls von weitgehendstem Einflusse auf die Entwicklung der sarmatischen Fauna und eigentlich die Grundbedingung, welche in Verbindung mit der hinzutretenden Isolirung und Aussüssung den Charakter dieser Fauna geradezu bestimmte, gewesen sein wird, das anzunehmen, wird man wohl gegenwärtig ebenfalls vollkommen berechtigt sein. Die Analogien der Verhältnisse des sarmatischen mit denen des heutigen schwarzen Meeres sind eben zu weitgehender Natur, als dass man sich dem Einflusse derselben bei Beurtheilung der zu jener Zeit herrschenden Zustände entziehen könnte.

Nachschrift. Aus den Mergeln von Gainfahrn, welche schon mehrere sarmatische Arten geliefert haben, führt R. Handmann in Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1883, pag. 63, neuestens auch *Cerithium disjunctum cfr. Sow.*, *Trochus papilla Eichw.* (?) und *Trochus pictus Eichw.* an.

Ein Beitrag zur Geologie des Comelico und der westlichen Carnia.

Von Toyokitsi Harada.

Mit zwei Tafeln (Nr. I und II).

Vorwort.

Die vorliegende Arbeit ist das Ergebniss einer zwei und halbmonatlichen Bereisung des behandelten Gebietes, die ich im Sommer 1882 unternommen habe. Die ausserordentliche Ungunst der Septemberwitterung verursachte leider manche Lücken in der Aufnahme, weil ich es bei einer einmaligen Begehung des Terrains und der Feststellung der allgemeinen tektonischen Züge bewenden lassen musste. Ich bedauere insbesondere die Armut an genaueren Profilen und die karge Anzahl der Fossilfunde, welch letztere auf der eiligen Art meiner Aufnahme, wie überhaupt auf der Fossilarmut der Gegend beruhen dürfte. Wenn ich dessen ungeachtet und ungeachtet der Fehler, die gewiss dieser meiner ersten schwierigeren Arbeit anhaften werden, die Resultate meiner Bemühung der Oeffentlichkeit übergebe, so wage ich es in der Hoffnung, einer künftigen Forschung des durch die Fülle der Facies und die verwickelte Tektonik so schwierigen Gebirges mit einiger Erleichterung zu dienen.

Ich verzichtete ganz darauf, die Literatur über unser noch wenig untersuchtes Gebiet zu berücksichtigen. Wem es vergönnt sein wird, sich tiefer in die Betrachtung des Bildes zu versenken, dessen roheste Umrisse hier entworfen werden, der wird ohnehin die ganze einschlägige Literatur prüfen; der wird es dann vielleicht nicht ganz unbillig und unzweckmässig finden, dass ich es mied, mich auf einige Schriften T. Taramelli's, die sich mit dem Friaulischen Theile unseres Gebietes befassen, zu stützen.

Beim Abschlusse meiner Arbeit, für deren Anregung ich mich Herrn Prof. M. Neumayr verpflichtet fühle, gedenke ich mit innigstem Danke der Liebenswürdigkeit des Herrn Hofrath F. Ritter von Hauer, der mir gütigst das Bearbeiten meines Materiales in der k. k. geologischen Reichsanstalt gestattete, und der mannigfachen Unterstützung,

die mir Herr Oberbergrath E. v. Mojsisovics vor Allen und Herr Dr. A. Bittner aus dem reichen Schatz ihrer Erfahrung angedeihen liessen.

Einleitung.

Der Gegenstand folgender Blätter, das Perm- und Trias-Gebiet des Comelico und der westlichen Carnia und ausserdem eines kleinen Theiles vom Cadorischen bei Lorenzago, schliesst sich eng an die durch die Darstellungen von Loretz und v. Mojsisovics bekannten Ampezzaner und Cadorischen Alpen, von denen es durch das Padola- und das Piave-Thal getrennt ist. Seine westliche Grenze ist durch den Canale di Gorto gegeben. Im Norden ist die hohe Umfassung des älteren paläozoischen Gailthaler Gebirges. Die Furche des oberen Tagliamento und Val Mauria scheidet es von dem südlichen Hauptdolomitgebiete.

Unser Gebiet, das Gebiet der vielästigen Quellgewässer der Piave und des Tagliamento, die beide am M. Paralba (2691 M.) entspringen, wird durch zwei ausgezeichnete längs verlaufende Tiefenlinien in drei scharf individualisirte Gebirgsgruppen zerlegt. Beginnen wir im Norden, so sehen wir zwischen San Stefano und Forni Avoltri eine Tiefenlinie verlaufen, welche durch das Piave-Sesis-Thal und den Rio Acqualena gezeichnet wird, und welche ich der Kürze halber die „Sappada-Furche" benennen will. Eine zweite Tiefenlienie ist zwischen Lozzo di Cadore und Comeglians in der Piova-Pesarina-Furche markant angedeutet.

Die nördliche Grenze gegen das Gailthaler Gebirge bildet eine dritte unverkennbare Tiefenlinie, die sich vom Torrente Melino über die Forca di Palumbino und Val di Longo, am Südfusse des Paralba bis zum Nordfusse der Croda Bianca hinzieht. Zwischen dieser und der Sappada-Furche dehnt sich eine Gebirgsgruppe aus, deren culminirende Kalkmassen vom Sasso Lungerino im Westen über den M. Curie (2035 M.), Rinaldo (2450 M.), Scheibenkofel und Cadin verlaufen und westlich im M. Vas enden. Sie wird durch die tiefen und engen Schluchten des Cordevole, des Sesis und des Degano in meridionaler Richtung durchbrochen. Eine hochragende Kalkmasse, die sich im M. Tudajo (2495 M.), Colle di Mezzogiorno, M. Cornon, Terza grande (2586 M.), Terza piccola, Hinterkerl, Siera, Tuglia und Talm gipfelt, scheidet die Sappada- von der Piova-Pesarina-Furche. Nur eine einzige tiefe Einsenkung, die des Val Frisone, vermochte diese mächtigste unserer Gebirgsgruppen in querer Richtung zu zerspalten. Der sich nach Westen verengende Raum zwischen der Piova-Pesarina- und der Mauria-Tagliamento-Furche wird von einem vielgestaltigen Gebirge eingenommen. Der südliche Theil desselben wird von den Kalkmassen des Vetta Ugoi, Col Lavinamondo, M. Simone, Crodon, Lagna, Clapsavon (2352 M.), Rancolin (2113 M.), Tinizza (2070 M.), Nauleni (1863 M.), Sesilis (1826 M.), Veltri (1997 M.) und Ciancul (1263 M.) zusammengesetzt, während sich im nördlichen Theile das Werfener Schiefergebiet des Sauris-Thales weithin erstreckt und sich in M. Morghenleid (1880 M.), Pieltinis, Novarza, Losa (1774 M.) und Pizzo Maggiore (2092 M.) gipfelt. Die Gewässer dieses kesselförmigen Thales, welche sich im



Torrente Lumiei vereinigen, durchbrechen die südlich vorliegende Kalkmasse in einer äusserst engen, düsteren Schlucht.

Darf ich, der späteren Erörterung vorgreifend, den Zusammenhang der orographischen Gliederung mit der Gebirgstectonik hervorheben, so verläuft längs der Piova-Pesarina-Furche ein System von wichtigen, parallelen Störungslinien, in dem wir leicht die Fortsetzung der Valsugana-Linie erkennen, und für das wir deshalb, um uns des tectonischen Zusammenhanges unseres und des westlichen Gebietes stets bewusst zu sein, dieselbe Bezeichnung anwenden wollen. Die beiden durch die Sappada-Furche getrennten Gebirgsgruppen im Norden der Piova-Pesarina-Linie hängen im Osten des Val Frisone mit einander eng zusammen, indem sie gewissermassen als eine am Südflügel gesenkte flache Antiklinale aufgefasst werden können, deren durch die Sappada-Furche bezeichnete Mittellinie stellenweise gesprengt ist. Es ist bemerkenswerth, dass diese Sprengung in ihrer Richtung auf die Villnösser Linie hinweist, welche in unserem Gebiete bis zum Westfusse des Terza piccola scharf zum Ausdruck gelangt. Der zum grossen Theile aus Schlerndolomit bestehende, gesenkte Südflügel der Antiklinale ragt an der Valsugana-Linie längs des Pesarina-Thales dem grossen Sauriser Werfener Gebiet entgegen. Auf dieses folgen im Süden die höheren triadischen Massen, welche längs des Tagliamento an einer grossartigen Flexur unter dem südlichen Hauptdolomitplateau verschwinden.

Stratigraphische Uebersicht.

Paläozoische Gesteine des Gailthaler Gebirges.

Das tiefste anstehende Gebirgsglied unserer Gegend sind die paläozoischen Schichten, die im Norden das Gailthaler Gebirge zusammensetzen. Es sind mannigfache Schiefergesteine mit eingeschalteten Kalken. Unter ihnen herrschen verschieden gefärbte Phyllite und Quarzphyllite vor. Einen blauschwarzen, durch zweierlei Klüftungen stengelig brechenden Kalk beobachtet man bei Comeglians. Ein Diabaslager ist bei Rigolato zwischen den Phylliten eingeschaltet.

Wir sehen von einer näheren Betrachtung der Gailthaler paläozoischen Schichten, des hochinteressanten Forschungsgegenstandes des Herrn Oberbergrath G. Stache, ab, und wenden uns zu dem

Grödner Sandstein.

Durch die Discordanz der permischen, mesozoischen und alttertiären Bildungen einerseits und andererseits der älteren Ablagerungen fällt die eminente permische Vulcanität des alpinen Südrandes in einen wichtigen Wendepunkt in der Geschichte dieses Erdraumes. Unser Gebiet ist dem Bereich der Quarzporphyr-Eruption in der Etschbucht weit entrückt. Gewissermassen als ein winziger Ausläufer der Bozener Masse kann der Quarzporphyr von Danta nordwestlich bei San Stefano betrachtet werden.

Allenthalben in der Grenzregion des Phyllits gegen den Grödner Sandstein findet sich das Verrucano-Conglomerat, aus Geröllen von Schiefern, Porphyren und Quarz bestehend, welche durch den feinkörnigen Grus derselben Gesteine verkittet sind. Doch nirgends sah ich es in deutlichem Aufschluss anstehend, sondern als lose Blöcke auf dem verschütteten Terrain zerstreut. Es bildet wahrscheinlich eine geringmächtige Gesteinslage, die leicht unter der atmosphärischen Einwirkung zerfällt und verdeckt wird, und deren widerstandsfähigere Partien jene losen Blöcke darstellen. Das Alter dieses in Südtirol mit dem Porphyr wechselseitig ineinander greifenden Gesteins ist durch den Pflanzenfund im Val Trompia als permisch erkannt worden.

Fusulinenkalkgerölle kommen in den losen Verrucano-Blöcken im Sextenthale und Comelico vielfach vor. Den Herren Oberbergrath v. Mojsisovics und Dr. Bittner verdanke ich die Notiz, dass sich solche auch am Mauria-Pass, offenbar als erratische Blöcke, finden.

Der Grödner Sandstein ist ein äusserst mannigfach ausgebildetes Gestein. Von seinem reichen petrographischen Wechsel gibt der schöne Aufschluss am Westfusse des Col Trondo bei San Stefano, wo ein tuffähnliches Gestein eine nicht geringe Rolle spielt, ein anschauliches Bild. Am meisten ist die Ausbildung als eine rothe, bankweise grün gefärbte, mittelkörnige Arcose vertreten, die im unteren Theil häufig Schieferbruchstücke enthält, und deren Klüfte und Schichtflächen oft durch secretionäre Auskleidung mit kleinen wohlausgebildeten Quarzkryställchen versehen sind. Tuffähnliche Zwischenlagen kommen vielfach vor.

Bellerophon-Schichten.

Die Bellerophon-Schichten, welche den Grödner Sandstein mit einer scharfen Grenze concordant überlagern und durch den vorwiegend paläozoischen Habitus der von Stache bearbeiteten Molluskenfauna charakterisirt, sind im Comelico und der westlichen Carnia ungemein steril entwickelt. Ich hoffte beim Beginn meiner Aufnahme durch Auffindung neuer Fossilfundorte zur weiteren Kenntniss dieser höchst interessanten Schichten beitragen zu können. Leider war diese Hoffnung eine trügerische. Licht oder dunkelgefärbte Rauchwacke und Zellendolomit, dickbankig oder undeutlich geschichtet, und Gyps und Mergel, durchwegs fossilleere Absätze, kommen zu einer unangenehm mächtigen Entwickelung und verdrängen Kalke und Mergel, welche bankweise reich an Ostracoden, an Bryozoen oder an unbestimmbaren Fossildurchschnitten sind und hier und da Aviculopecten und andere spärliche Zweischaler aufweisen. Man hat oft Gelegenheit, den heteropischen Wechsel von Rauchwacke und zuweilen fossilreichem Kalk zu beobachten, so im Canale S. Canziano, wo sich in der ungemein mächtigen Rauchwacke unregelmässig gestaltete Einlagerungen von einem fossilreichen Mergelkalk mit *Avicula* (? Aviculopecten) *striatocostata Stache* und Pecten (Aviculopecten) Gümbeli Stache finden. An Bellerophonten scheint der Complex in unserem Gebiete sehr arm zu sein. Ich habe auffallenderweise keinen einzigen zu sehen bekommen, obgleich sie in der unmittelbar westlich anstos-

senden Gegend bei Pieve di Cadore nicht selten sind. Nach oben gehen die Bellerophon-Schichten durch Wechsellagerung mit lichtgrauen Kalken, die im unteren Theile der rothen glimmerigen Werfener Schiefer eingeschaltet sind, allmählich in die letzteren über.

Werfener Schichten.

Licht-, gewöhnlich etwas bläulichgraue fossilleere Kalke mit Einlagerungen von Mergelschiefern finden sich durchgehends an der Basis der glimmerigen Gesteine, welche die Hauptmasse der Werfener Schichten bilden. Obgleich ich aus denselben keine Fossilien kenne, dürften sie höchst wahrscheinlich den Schichten mit *Posidonomya Clarai* im westlichen Gebiete entsprechen. Sie gehen nach oben durch Wechsellagernng in die mächtigen glimmerigen Schiefer über. Diese, glimmerig-sandig, roth, gelb oder grau gefärbt, oft mit unbestimmbaren Wülsten und Wellenflächen versehen, sind im unteren Theile, wo eine gelbe erdige Rauchwacke eine charakteristische Einlagerung bildet, arm an Fossilresten, die auf spärliche ungünstig erhaltene Zweischaler und Naticellen beschränkt sind. Im oberen Theil sind die Versteinerungen, darunter *Naticella costata*, häufiger vertreten. Hier stellen sich mehr oder minder mächtige, im Allgemeinen fossilreiche kalkig-mergelige Einlagerungen ein. Es sind dies blaugraue glimmerige Mergelschiefer mit gut erhaltener *Naticella costata Münst.*, Mergelkalke mit verdrückten Gasteropoden, „Gasteropoden-Oolith“, d. h. rother oder grauer, dichter, mehr oder weniger eisenschüssiger, hellklingender Kalk, welcher wesentlich aus Holopellen und Pleurotomarien besteht, und oolithisch sandiger Kalk mit Zweischalern, besonders Gervillien.

Unterer Muschelkalk.

Ueber den unteren Muschelkalk, eine der wechselvollsten Bildungen in unserem Gebiete, werden meine Angaben nur höchst mangelhafte sein können, da derselbe von mir bei der Begehung des Gebiets an manchen Stellen mit den Werfener Schichten irrthümlicherweise zusammengeworfen, und dieser Irrthum erst beim Verarbeiten des mitgebrachten Materials aufgedeckt wurde. Ueberdies ist der Aufschluss dieses Complexes keineswgs ein günstiger.

Auf den rothen Werfener Schiefern baut sich der untere Muschelkalk mit einer, wie es scheint, fast durchgehends vorhandenen, wenig mächtigen Basis von einem glimmerig mergeligen dünngeschichteten Kalk auf. Im nördlichen Gebietstheile folgt darüber ein sandig glimmeriger Mergelschiefer, der röthlich oder lichtgrau gefärbt ist, stellenweise *Calamites sp.* enthält, dann dünn geschichteter, zartflimmernder dunkler Mergelkalk und ein oft ziemlich mächtiger, selten dolomitischer, schwarzer oder lichtgrauer, dick geschichteter, oft breccienartiger, fester Kalk mit Encrinus-Stielgliedern.

Wegen der Analogie mit dieser Entwicklung sei es mir hier gestattet, einen Fundort von unteren Muschelkalk-Versteinerungen, den ich bei einer flüchtigen Tour im Val Talagona bei Pieve di Cadore und zwar im Norden der Hauptdolomitmasse des M. Vedorchia aufgefunden

habe. Geht man von Vallesella über die Piave, so sieht man bei der Brücke an dem linken Piave-Gehänge einen dunklen, mergeligen Kalk mit dünnen Kohleneinlagerungen, steil nordwärts fallend, anstehen. Derselbe dürfte den Raibler Schichten angehören, da man am linken Talagona-Gehänge entlang aufwärts steigend, bald einen kleinen Dolomitrücken (Cassianer Niveau's) darnach nordfallende Wengener Kalke, Mergel und Sandsteine mit *Daonella Lommeli Wiss.* und Buchensteiner Kalke passirt. Nach einer Verdeckung beobachtet man an einer kleinen Seitenschlucht, etwa $1^1/_2$ Km. südöstlich von der Brücke bei Vallesella, von oben nach unten folgende nordfallende Schichtenfolge:

1. rother, eisenschüssiger, mergeliger Thon mit festen Kalkknollen und — Bänken,
2. dunkelgrauer, fester, mergeliger Kalk,
3. grauer, mergeliger, gelblich sandig verwitternder, dichter Kalk mit (die Bestimmung der Cephalopoden, überhaupt der sämmtlichen Cephalopoden, die in dieser Arbeit angeführt werden, verdanke ich der Güte des Herrn Oberbergrath von Mojsisovics)

Balatonites bragsensis Loretz.
Ptychites sp.
Arcestes nov. f. aus der Gruppe der Extralabiaten.
Gymnites aff. Humboldti Mojs.

dann in einer von mir nicht bestimmten Folge:

schwärzlich grauer, dichter Kalk mit *Posidonomya sp.*,
schwarzer zartflimmernder Mergelkalk mit
?*Balatonites cf. Ottonis* v. Buch,
graulichweisser glimmeriger Thon mit
Ceratites binodosus v. Hauer,
Pecten discites Schloth,
Pecten sp.
schmutzig schwärzlichgraue, glimmerig-mergelige Thonschicht mit (nach der freundlichen Bestimmung des Herrn Oberbergrath D. Stur.)
Pterophyllum sp.
Calamites sp.

Der Complex setzt sich weiter ins Liegende fort, ist aber von mir leider nicht verfolgt worden. Es sei noch bemerkt, dass diese Schichtfolge nicht mehr am rechten Talagona-Gehänge existirt, sondern dass hier am nordwestlich fallenden Wengener Sandstein und Schlerndolomit direct der flach nach Nord geneigte Hauptdolomit des M. Cridola abstösst. Die Antelao-Linie, die im T. Molina den Charakter einer Querspalte annimmt, dürfte sich demnach mit höchster Wahrscheinlichkeit in das Val Talagona hinein fortsetzen.

Im südlichen Gebietstheile scheint stellenweise im unteren Muschelkalk die Dolomit-Facies eine nicht unbedeutende Rolle zu spielen. Man beobachtet auf jener glimmerigen Mergelkalk-Basis, deren Schichtflächen oft mit wulstigen Zeichnungen versehen sind, bis zum oberen Muschelkalk anhaltend, dunkelgrauen, fossilleeren, geaderten Kalk, röthlich lichtgrauen, sandig verwitternden, dichten Kalk mit Zweischalern, *Encrinus*- und *Pentacrinus*-Stielgliedern oder, wenn auch selten, einen bläulich dunklen, dichten, stellenweise zuckerkörnig entwickelten Kalk mit unbestimmbaren Zweischaler-Durchschnitten. Die Mächtigkeit

dieser Kalke ist manchmal so gering, dass man einen Theil von dem überlagernden hellgefärbten Kalk und Dolomit zum unteren Muschelkalk hineinzuziehen geneigt ist; dies um so mehr, als man am Westgehänge des M. Tinizza ein inniges Wechsellagern von weissem Kalk mit Mergelschiefer über dem wenig mächtigen, dunklen Kalk beobachtet, und am M. Tuglia und in der Lumiei-Schlucht bei Ampezzo über den Werfener Schichten thatsächlich unmittelbar sich der Dolomit aufbaut.

Oberer Muschelkalk.

Ueber dem unteren Muschelkalk und unter dem Buchensteiner Complex ist durch unser ganzes Gebiet verbreitet eine ununterbrochene Kalk- und Dolomitplatte. Wenn ich auch in derselben nach sicher leitenden Thierformen vergeblich gesucht habe, so fasse ich dieselbe hauptsächlich auf Grund der Lagerung und der analogen Verhältnisse im westlichen Gebiete als dem Niveau des oberen Muschelkalkes gehörig auf. Ein dickbankiger, ziemlich weisser, local dunkelgefärbter, feinkörnig bis dichter Kalk mit einer breccien- oder conglomeratartig struirten Kalkbank und untergeordneten Sandsteinlagen nimmt gewöhnlich den unteren Theil des Complexes ein. In ihm habe ich nur selten schlecht erhaltene Terebrateln, kleine Pectiniden, unbestimmbare Gasteropoden und Cephalopoden gefunden, aber häufig sicher erkennbare Diploporen. Er geht nach oben in einen häufig deutlich geschichteten Dolomit über, der petrographisch gar nicht von dem Dolomit des höheren Niveau's zu unterscheiden ist. Der Dolomit und Kalk ist local nicht selten zellig entwickelt.

Buchensteiner Schichten.

Ueber dem Dolomit des oberen Muschelkalks baut sich, wo sich die Dolomitfacies nicht in das höhere Niveau fortsetzt, der in unserem Gebiete durchaus fossilarme Complex der Buchensteiner Schichten, gekennzeichnet durch eine mächtige Einlagerung von Pietra verde Tuff. Es sind durchwegs kieselige Kalke, licht- bis dunkelgraue Bänderkalke von charakteristischer Verwitterungsform und mit häufiger Hornstein-Einlagerung, nur selten Knollenkalke.

Bei Sappada habe ich in ihnen Reste von *Daonella*, wahrscheinlich von *Daonella Taramellii Mojs.* gefunden. In der oberen Abtheilung beobachtet man an einigen Stellen, wie bei Sappada, einen höchst zähen, dunkelgrauen, dickbankigen Kalk mit Crinoidenstielgliedern. Ausnahmsweise treten am SE.-Abhang des M. Veltri statt der Bänderkalke schwarze, splitterige, kieselige Mergelschiefer auf.

R i f f f a c i e s d e r B u c h e n s t e i n e r S c h i c h t e n, B u c h e n s t e i n e r D o l o m i t. Am Nordgehänge des Torrente Piova und im Zug des M. Dovana und Piova wird der untere Dolomit unmittelbar von den Wengener Schichten überlagert. Es fehlen in der Reihe der concordanten Absätze die Buchensteiner Bänderkalke und Pietra verde, so dass dieses Niveau in dem Dolomit vertreten sein dürfte. Dieser

Annahme entsprechend, habe ich an den genannten Stellen eine ganz schematische Ausscheidung des Buchensteiner Dolomits gewagt.

Wengener Schichten.

Ueber dem Buchensteiner Complex liegt, ausgezeichnet durch seine heteropische Fülle, das Wengener Niveau. Die Besprechung der Rifffacies desselben behalten wir für das Capitel über den Schlerndolomit vor. Die Wengener Schichten bestehen aus einem Wechsel kalkig-mergeliger und thonig-sandiger Absätze. Unter den ersteren finden sich Kalke und Mergelschiefer mit *Daonella Lommeli Wiss.* durch unser ganzes Gebiet verbreitet. Ausser an diesem bezeichnenden Fossil des Wengener Horizontes scheinen die Kalke und Mergel durchwegs arm an guterhaltenen Versteinerungen zu sein. Spärliche kleine Trachyceraten, Posidonomyen, Holopellen, Ganoidschuppen und wenige andere, schlecht erhaltene Mollusken sind Alles, was ich in ihnen auffinden konnte. Der Sandstein ist jener aus dem westlichen Gebiete bekannte „doleritische Sandstein" der älteren Geologen, der allenthalben, wenn auch schlecht erhaltene, Pflanzen- und zuweilen Thierreste aufweist. Wellenflächen und eigenthümliche wulstige Zeichnungen finden sich stellenweise auf den Schichtflächen. Ausser dem Sandstein ist ein dunkelgrüner, zersetzter Tuff als ein ziemlich häufiger Bestandtheil des Wengener Complexes zu erwähnen.

An der Aussenseite der Riffmassen zeigen die Wengener Schichten jene charakteristische Facies, wie sie im westlichen Gebiete beobachtet wurde. Graue oder dunkle, dichte Kalke und Mergel, zuweilen von breccien- oder conglomeratartiger Structur, stellenweise voll von zerbrochenen Organismenresten, unter denen man Echinodermen-Schalenbruchstücke deutlich unterscheiden kann („Cipit-Kalke"), und Conglomerate mit Riffsteinfragmenten greifen von den Riffmassen fingerförmig in die Wengener Schichten ein.

Durchwegs an der heteropischen Grenze gegen den Riffkalk findet sich an einigen Stellen unseres Gebietes ein schmutzigrother, dichter Kalk, der stellenweise graulich-weisse Färbung annimmt und am M. Clapsavon und am Westabhang des Vetta Ugoi bei Lorenzago Cephalopoden führt. Am erstgenannten Orte wird er von Herrn Oberbergrath v. Mojsisovics geradezu als die drei obersten Bänke der Uebergussschichten aufgefasst (Verhandl. d. geol. R.-A. 1880, p. 223). Von diesem Fundort, dessen Auffindung man Herrn Oberbergrath D. Stur verdankt, hat v. Mojsisovics folgende Formen beschrieben (Cephalopoden der mediterranen Trias):

Ceratites Sturi Mojs.
Trachyceras doleriticum Mojs.
„ *julium Mojs.*
„ *Richthofeni Mojs.*
„ *clapsavonum Mojs.*
„ *nov. sp. ind.*
„ *Gredleri Mojs.*
„ *pseudo-Archelaus Boeckh.*

Arcestes subtridentinus Mojs.
„ pannonicus Mojs.
Procladiscites Griesbachi Mojs.
Megaphyllites obolus Mojs.
Pinacoceras nov. f. indet ex aff. P. Damesi.
Monophyllites wengensis Mojs.
Meekoceras Emmrichi Mojs.
Gymnites Credneri Mojs.
„ Moelleri Mojs.
„ Ecki Mojs.
Sturia semiarata Mojs.
Nautili indet ex aff. N. granulosostriati.
Orthoceras politum A. v. Klipstein.
Atractites obeliscus Mojs.

Aehnlichen Kalk, doch ohne Cephalopoden, sondern mit Crinoidenstielgliedern, habe ich bei Nauroni unweit Forni di sotto und am Nordabhang des M. Tuglia beobachtet.

Am M. Simone bei Forni di sopra ist zwischen dem Wengener Sandstein und dem direct die Raibler Schichten unterlagernden Riffkalk ein ziemlich mächtiger Complex von dunkelgrauem Kalk mit unbestimmbaren Zweischaler-Durchschnitten. Einen ähnlichen Kalk mit dickschaligen Zweischaler-Durchschnitten und schlecht erhaltenen Gasteropoden beobachtete ich, ebenfalls unmittelbar den Riffkalk unterlagernd, aber gegen das Liegende in unaufgeschlossener Lagerung, am M. Nolia bei Ampezzo. Diese Kalke dürften vielleicht den Cassianer Schichten Südtirols und der angrenzenden Gebiete entsprechen. Sonst habe ich in unserem Gebiete nirgends Gesteine auffinden können, die man als diesem Niveau zugehörig ansprechen möchte. Dies und das nur locale Vorkommen jener dunkelgrauen Kalke, nämlich am M. Simone und Nolia, ist der Grund, weshalb ich auf der Karte dieses Niveau nicht ausgeschieden und jene Kalke zu den Wengener Schichten gezogen habe. Dass das Cassianer Niveau jedoch in der Rifffacies vertreten ist, unterliegt keinem Zweifel.

Schlerndolomit.

An manchen Stellen unseres Gebietes, wie am M. Terza piccola, Rinaldo und Scheibenkofel, M. Veltri u. s. w. baut sich auf dem unteren Muschelkalk eine hochragende ununterbrochene Zone von Dolomit, das Product einer Riffbildung, die vom oberen Muschelkalk durch die Buchensteiner, Wengener und Cassianer (vielleicht auch Raibler) Niveaux fortdauerte. An anderen Stellen tritt durch die abweichende Entwicklung eines oder mehrerer Niveaux Unterbrechung der Dolomitzone ein.

Die Frage liegt nah, ob es möglich ist, hier, dem Vorgang von Mojsisovics folgend, in der Rifffacies die einzelnen vertretenen Niveaux zu unterscheiden. Die obere Grenze des durchwegs dolomitisch entwickelten oberen Muschelkalkes habe ich dort, wo die Buchensteiner Bänderkalke entwickelt sind, bis zu diesen hinaufreichen lassen und

dort, wo diese fehlen, und die Rifffacies fortdauert, rein schematisch einzuzeichnen versucht.

Wo die Buchensteiner, Wengener und Cassianer, oder die beiden letzteren Niveaux durch eine ununterbrochene Rifffacies vertreten sind, dort die einzelnen Niveaux zu sondern, scheint mir angesichts meiner allzu flüchtigen Begehung des Gebietes etwas zu gewagt. Da es mir nicht gelang Anhaltspunkte zu gewinnen, würden die Ausscheidung nur eine rein schematische sein, und deren Bedeutung nicht über den schablonenhaften Ausdruck einer theoretischen Speculation hinausgehen können.

Ich habe es deshalb vorgezogen, die die verschiedenen Niveaux vertretenden Riffmassen über dem oberen Muschelkalk unter der alten v. Richthofen'schen Bezeichnung „Schlerndolomit" zusammenzufassen und nur dort, wo die vom oberen Muschelkalk fortdauernde Riffbildung durch die Wengener Sandstein-Facies eine Unterbrechung erleidet, den Buchensteiner Dolomit auszuscheiden.

Auf die petrographische Beschreibung des Schlerndolomits, des den landschaftlichen Charakter Südtirol's und der angrenzenden Gebiete hauptsächlich bedingenden Gesteins, verzichte ich an dieser Stelle, da er in unserem Gebiete von der genugsam bekannten Ausbildung in Südtirol keine Abweichung zeigt. Der Abänderungen in Kalkgehalt Korngrösse und Färbung gibt es gar viele. Vorherrschend bleibt aber doch immer die Entwicklung als ein feinkörniger, drusiger Dolomit. Die Hauptmasse zeigt immer, aufmerksam betrachtet, Spuren von undeutlicher ungeheuer dickbankiger Schichtung und mehr oder weniger verticaler Absonderung, welche die Auflösung der Masse in senkrechte Pfeiler und Zinken bedingt. Im oberen Theile des Schlerndolomits stellt sich allenthalben eine deutliche dickbankige Schichtung ein. Sie tritt an der Grenze gegen die Raibler Schichten durch die verschiedenartige Ausbildung der einzelnen Bänke schärfer hervor; besonders gern sind hier, wie an manchen Stellen des linken Tagliamento-Gehänges, unregelmässig gestaltete rothe eisenschüssige Einlagerungen. Die von v. Mojsisovics sogenannte Uebergussschichtung ist an der Aussenseite der Riffmassen oft deutlich entblösst.

Von Versteinerungen habe ich in dem Schlerndolomit unseres Gebietes nichts beobachtet, was jedoch auf Uebersehen beruhen mag, da von Mojsisovics das Clapsavon-Riff als aus korallenreichem Dolomit und Kalk bestehend bezeichnet.

Raibler Schichten.

Im Hangenden des Schlerndolomits, welcher das linke Gehänge des Tagliamento-Thales zusammensetzt, liegen die Raibler Schichten. Die durch die Weichheit der Gesteine bedingte leichte Verschüttung gewährt selten einen durchgehenden Aufschluss dieses Complexes. Die Schichtfolge stellt sich folgendermassen zusammen. Ueber dem im oberen Theil mit deutlicher Schichtung versehenen Schlerndolomit folgt zunächst ein geringmächtiger Complex von dunklem, zuweilen oolithischem Kalk, schwarzem Thon und Mergel; darüber ein einige Meter mächtiger, vorwaltend schmutzig dunkelrother, bankweise grün gefärbter

Sandstein, der Einschlüsse von Quarz- und Porphyr-Geröllen und einen dem Grödner Sandstein ähnlichen Habitus aufweist; dann eine ziemlich mächtige Folge von dunklem, gelblich sandig verwitterndem Kalk, dolomitischem, dickbankigem Kalk und unbedeutendem Mergelkalk mit Mergelschiefer-Einlagerungen. Hierüber wiederholt sich in weit grösserer Mächtigkeit das Sandsteinsystem, welches von dunkelgrauen, fossilarmen Kalkbänken und zuoberst von Gyps und Mergel überlagert wird. Das Hangende dieses letzteren ist der sich mächtig aufbauende Hauptdolomit.

Diese Entwicklungsweise der Raibler Schichten: der mächtige Sandsteincomplex mit kalkig-mergeliger Einschaltung im unteren Theile und Gyps und Mergel an der Grenze gegen den Hauptdolomit erinnert lebhaft an die Ausbildung gleichen Niveaus in der Lombardei (Fr. Ritter von Hauer, geolog. Uebersichtskarte der Schichtgebirge der Lombardei, Jahrb. d. g. R.-A. Bd. IX, 1858; G. Curioni, Geologia applicata delle provincia Lombarde, 1877; A. Bittner, über die geologischen Aufnahmen in Judicarien und Val Sabbia, Jahrb. d. g. R.-A. Bd. XXXI. 1881).

Anmerkung. Betreffs der Entwicklung der Raibler Schichten bei Pieve di Cadore sei es mir erlaubt, Folgendes anzuführen.

Die dem Valsugana System zugehörige Verwerfungslinie, die jenen Aufbruch des unteren Muschelkalkes im Val Talagona südlich gegen den Hauptdolomit des Vedorchia begrenzt, verläuft in ihrer westlichen Fortsetzung zwischen dem nordwestlich fallenden Cassianer Dolomit und dem südöstlich geneigten Hauptdolomit südlich unterhalb Sottocastello und nördlich oberhalb Perarolo, sodass am Südwestgehänge des M. Zucco die den Hauptdolomit unterlagernden Raibler Schichten am Cassianer Dolomit der nordwestlich geneigten Scholle, auf der das Castell von Pieve di Cadore liegt, abstösst. Diese Linie ist von Herrn Prof. R. Hörnes, der den M. Zucco als eine einzige südöstlich fallende Masse darstellt, übersehen worden. Sollte auf diesem Irrthum die Angabe dieses Autors (von Mojsisovics, Dolomitriffe von Südtirol etc. pag. 306) beruhen, dass am M. Zucco und am Castellhügel von Pieve di Cadore die Raibler Schichten in ihrer unteren Partie durch mächtige Gypslager gebildet werden?

Ich sah vom Castellberge aus an einem südöstlich unterhalb Pieve di Cadore gelegenen Vorsprung des linken Piave-Ufers und in einem kleinen Einriss weiter aufwärts intensiv rothe Schichten anstehen, die zweifellos dem Raibler Complex angehören. Jedenfalls bedarf diese Localität einer eingehenderen Prüfung, und es ist die Möglichkeit vielleicht nicht ausgeschlossen, dass die Entwicklung der Raibler Schichten des Tagliamento-Thales bis hierher reicht.

Hauptdolomit.

Der Hauptdolomit nimmt nur in einem geringen Maasse an der Zusammensetzung unseres Gebirges theil. Längs des Tagliamento-Thales sind es durchwegs licht gefärbte, meistens weisse geschichtete Dolomite, welche beim Hammerschlag einen unangenehmen Kohlenwasserstoffgeruch von sich geben. Sie sind durchaus versteinerungsarm. Am Colle

di Mezzogiorno und M. Cornon entwickelt sich der Hauptdolomit als ein dichter, dolomitischer Kalk mit *Megalodus Gümbeli Stopp.* und *Turbo solitarius Ben.*

Anmerkung. Von den jüngeren Bildungen erwähne ich ein oft eine ansehnliche Mächtigkeit erlangendes Conglomerat, in welchem Gerölle von allen im Gebiete vorkommenden Schichten-Elementen (meistens kalkigen) durch den feinkörnigen Grus derselben Gesteine verkittet sind. Es steht allenthalben in der Thalsohle und an den tieferen Thalgehängen, zuweilen in recht hoher Lage wie im Rio Romotoi, in dicken Bänken an. Es ist dasselbe Gestein, welches Herr von Mojsisovics auf seiner Karte des tirolisch-venetianischen Hochlandes als praeglaciales Conglomerat ausgeschieden hat. Besonders mächtig habe ich es bei Ampezzo und Socchieve und auf der Einsenkung zwischen M. Tinizza und M. Ciancul beobachtet.

Detailschilderungen.

Grenzregion gegen das Gailthaler Gebirge.

Im Nordwesten springt der Phyllit tief buchtförmig in unser Kartengebiet bis zur Villnösser Linie ein. Diese Linie tritt am Nordabhang des M. Piedo in unser Gebiet ein, zieht sich mit einer geringen Neigung nach Nord in westöstlicher Richtung und endet am Westabhange des M. Terza piccola, wo sie mit einem anderen von NW. kommenden Bruch zusammentrifft. Am nördlichen Spaltenrande trägt der Phyllit, abgesehen von der triadischen Masse des M. Najarnola, die ausserhalb unserer Karte fällt, wenige Denudationsreste aufgelagerter Gebilde. Es sind dies kleine Partien des Grödner Sandsteins am Nordwestfusse des Col Trondo bei San Stefano W-WNW. fallend, südlich Campolungo am Schlerndolomit des M. Col abstossend und endlich südöstlich Campolungo nordfallend und mit plattigen schwarzen Kalken der Bellerophon-Schichten belastet.

Jene Bruchlinie, mit welcher die Villnösser Linie am Westabhange des M. Terza piccola zusammentrifft, bildet die nordsüdlich verlaufende Grenze zwischen dem Phyllit und dem Schlerndolomit des genannten Berges und des M. Curie und wendet sich dann allmählich nach Westen, um im Norden des M. Zovo aufzuhören. An dieser Biegungsstelle ist dem Phyllit noch der Grödner Sandstein aufgelagert, der das radial durchschluchtete Terrain des oberen Rio S. Pietro bildet, und darüber in zwei eng aneinander liegenden Erosionsrelicten die Bellerophon-Schichten. Die letzteren setzen sich zusammen aus bituminösem Stinkkalk, schwarzem Mergelkalk mit Fossilien, rothem feinkörnigem Oolith, Gyps und grauer poröser Rauchwacke, welche den düstergrauen, weithin sichtbaren Fels des Col della Sentinella bildet. Die Bruchlinie findet nicht am Nordabhange des M. Zovo ihr Ende. Nach einer kurzer Intermittenz setzt sie sich in NNW.-Richtung am Westabhange des Sasso Lungerino fort.

Eine gewisse Coincidenz der topographischen Linien mit dem Streichen des vielgefälteten Phyllits ist von vorn herein zu erwarten

und auch zu constatiren. So streichen zwischen Candide und San Stefano die Schiefer im Grossen und Ganzen in der Richtung des Padola-Thals. Bei San Stefano wendet sich ihr Streichen in die Richtung des Piave-Laufes zwischen San Stefano und Campolungo, bis bei San Pietro, in der Nähe des Kreuzungspunktes der beiden Bruchlinien, die wir eben betrachtet haben, die Masse ein wirres Streichen und starke Fältelungen aufweist.

Die Tiefenlinie, welche, die nördliche Grenze unseres Gebirges darstellend, vom T. Melino bis zum Nordfusse des Croda Bianca sich hinzieht, bezeichnet durch das Herabsinken des südlichen Gebiets gegenüber dem nördlichen, von den älteren paläozoischen Schichten eingenommenen eine tektonisch wichtige Linie. Dieses Herabsinken scheint nur mit spärlichen Brüchen verknüpft zu sein, deren Spuren man an der Forca di Palumbino und am M. Vas mit Sicherheit zu erkennen vermag. An der erstgenannten Stelle kommen der dem Phyllit aufgelagerte, am Torrente Salette N.-und an der Forca SWW.-fallende Grödner Sandstein und die Bellerophon-Schichten von ganz ähnlicher Entwicklung wie am Col della Sentinella durch einen Bruch gegen den Schlerndolomit des Sasso Lungerino zu stossen. Dieser Bruch setzt sich vielleicht in das Val di Longo fort. Denn mir ist es nicht geglückt, hier in der engen, allerdings stark verschütteten Schlucht, deren nördliches Gehänge von dem paläozoischen Schiefer und Kalk gebildet wird, den Grödner-Sandstein, dessen im Torrente Salette ziemlich grosse Mächtigkeit an der Forca di Palumbino beträchtlich abnimmt, unter den Bellerophon- und Werfener Schichten ausfindig zu machen. Am M. Vas ist eine kleine Partie von Grödner Sandstein zwischen dem Phyllit und dem herabgerutschten oberen Muschelkalk eingeklemmt.

Die Grenze der älteren paläozoischen Schichten gegen die permischen und triadischen Gebilde unseres Gebietes biegt sich am Eckpfeiler des M. Vas scharf nach Süd, setzt sich auf das rechte Degano-Ufer über und folgt als eine ruhige Auflagerungsgrenze der südwestlichen Richtung dieses Thales, um bei Comeglians, sich östlich wendend, unser Kartengebiet zu verlassen.

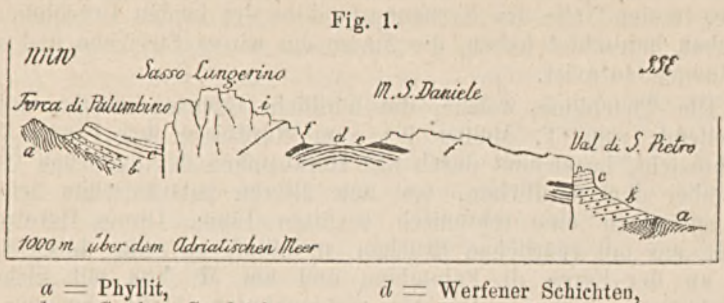
Gebirgsgruppe im Norden der Villnösser Linie.

Die Gebirgsgruppe des Sasso Lungerino, M. Curie, Rinaldo, Cadin und Vas bildet tectonisch einen einheitlichen Körper. An ihrem nördlichen Saum treten, ausgenommen an der Forca di Palumbino und längs des Val di Longo, ein waldbedecktes, flachhügeliges und deshalb leider wenig aufgeschlossenes Terrain bildend, die Schichten vom Grödner Sandstein bis hinauf zum unteren Muschelkalk zu Tage, während die Gipfelmassen von Kalk und Dolomit des oberen Muschelkalks und Schlerndolomits zusammengesetzt werden.

Sasso Lungerino, M. Schiaron und M. S. Daniele. Die sich in diesen Spitzen gipfelnde Masse ist am Westgehänge des Valle Visdende flachgelagert, während der Schlerndolomit des Sasso Lungerino stark nach NW. geneigt, am Torrente Salette und an der Forca di

Palumbino gegen den Grödner Sandstein und die Bellerophon-Schichten und im Westen gegen den Phyllit stösst, so dass zwischen Sasso Lungerino, S. Daniele und Schiaron die Werfener Schichten aufgebrochen

Fig. 1.



a = Phyllit, d = Werfener Schichten,
b = Grödner Sandstein, e = Unterer Muschelkalk,
c = Bellerophon-Schichten, f = Oberer Muschelkalk,
i = Schlerndolomit.

sind. Die starke Bewaldung verdeckt am Fusse des M. Schiaron vollständig den Grödner Sandstein und die Bellerophon-Schichten. Rothe glimmerige Werfener Schiefer mit spärlichen Zweischaler-Abdrücken nebst dunklen Mergelkalk-Einschaltungen, die verdrückte Naticellen enthalten, sind am N.-Gehänge des Schiaron in steilen Abstürzen und an jenem eben erwähnten Aufbruch in oberen Val Vissada aufgeschlossen. Der schlecht entblösste untere Muschelkalk wurde nur am E.-Gehänge des Sasso Lungerino, am Abstieg von der Alp des oberen Val Vissada in das Val di Longo hinab, als ein lagenweise glimmerreicher, grauer Mergelkalk mit verdrückten unbestimmbaren Zweischalern beobachtet. Er ist wahrscheinlich sehr geringmächtig, denn über den Werfener Schichten folgen nach einem kleinen Zwischenraum des verdeckten unteren Muschelkalks graue Kalke mit kleinen unbestimmbaren Gasteropoden- und Pecten-Arten und mit breccienartig struirten Bänken, darüber Dolomit, der an der Rauchwacke der Bellerophon-Schichten am Col della Sentinella deutlich abstösst, alles Gesteine des oberen Muschelkalkes, der die unmittelbare Basis des mächtig aufbauenden Schlerndolomits von Sasso Lungerino bildet.

M. Curie, M. Rinaldo, M. Scheibenkofel, M. Ferro und M. Kobolt. Der M. Curie ist von Schiaron und S. Daniele nur durch den bogenförmigen Verlauf der Verwerfung am Col della Sentinella und durch die Erosion des Val Vissada getrennt. Seine Masse fällt nach SW., so dass sein Schlerndolomit am Westfuss längs der obenerwähnten Verwerfung gegen den Phyllit stösst. Eine tief eingesenkte wilde Schlucht, die des Torrente Cordevole, scheidet ihn von der Gruppe des Rinaldo, Scheibenkofel u. s. w.

Zur Betrachtung dieser letzteren übergehend, muss vor Allem erwähnt werden, dass die auf unserer Karte angebenen Grenzlinien der Schichten unter dem oberen Muschelkalk bis herab zu dem Bellerophon-Complex, welche die Gruppe im Norden besäumen, der starken Waldbedeckung wegen fast lediglich auf Grund der Terrainform gezogen wurden.

Die Schichten fallen am E.-Gehänge des Torrente Cordevole, wie am M. Curie nach SW. Im oberen Val Sesis beobachtet man folgende im Ganzen südfallende und nach Süden zu immer flacher gelagerte Schichtfolge. Ueber dem Phyllit des Südfusses von M. Paralba liegt zunächst in ziemlicher Mächtigkeit der Complex des Grödner Sandsteins, darüber, spärlich aufgeschlossen, dunkle Rauchwacke, hellgrauer, splitteriger, dolomitischer Kalk und grauer dichter Kalk der Bellerophon-Schichten. Ueber ihnen folgen in gefalteter Lagerung die Werfener Schichten, die vorwaltend aus rothen und grauen glimmerig-sandigen Schiefern mit mehr oder minder kalkigen, grauen Bänken und Einlagerungen von gelber, erdiger Rauchwacke bestehen. Die Fossilreste in den glimmerreichen Schiefern beschränken sich im unteren Theile auf sehr spärliche, schlecht erhaltene Zweischaler und Naticellen, sind dagegen im oberen Theile sehr zahlreich vertreten. Ich sammelte:

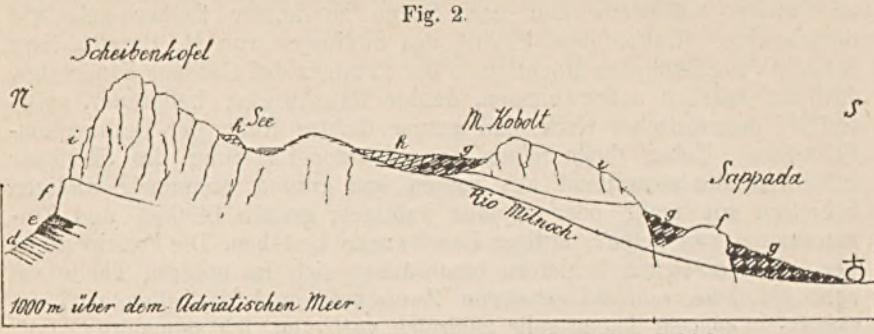
Pecten Fuchsi von Hauer
Gervillia sp. div.
Myacites Fassaensis, von Hauer
Myacites sp. div.
Naticella costata Münst.
? Dinarites nudus Mojs. (*Mojs. Cephalopoden* der mediter. Trias, pag. 7.)

Flach über den rothen und grauen Werfener Schiefern lagern nach einem kleinen verdeckten Zwischenraum graue, dolomitische, splitterig brechende Kalke und dunkelgraue dichte Kalke, über denen sich der obere Muschelkalk und ohne Unterbrechung der Rifffacies der Schlerndolomit des Scheibenkofel und Kobolt hoch aufthürmen. Aehnliches Profil würden wir schauen, würde uns ein Aufschluss am Nordgehänge des Rinaldo und Scheibenkofel vergönnt sein.

Die Alp zwischen den Dolomitzacken des Scheibenkofel, Rinaldo und Ferro und dem abgerundeten Dolomitrücken des Kobolt, in welcher der Rio Milnoch entspringt, bietet ein lehrreiches Beispiel eines Dolomitriffs dar. Wenn man, den Rio Milnoch aufwärts verfolgend, die enge, zwischen die Dolomitmassen des Kobolt und Ferro eingesenkte Schlucht verlässt, so betritt man eine einsame, rings von den Dolomitzacken umstarrte, kesselförmige Alp. Man steht zunächst im tiefsten Theile des Kessels auf dem Dolomit, der dem oberen Muschelkalk angehören dürfte. Doch bald sieht man denselben von den Gesteinen überlagert, denen die Alp ihr kräftiges Gedeihen verdankt. Es sind dies Buchensteiner Bänderkalke mit einer mächtigen Pietra verde Einlagerung, die sich südwestlich gegen das Gehänge des M. Kobolt anzulehnen scheinen; darüber Wengener Mergel und Sandsteine. Es ist hervorhebenswerth, dass diese Sandsteine durchwegs durch eine weit kleinere Korngrösse der Gemengtheile, als sie diejenigen unten bei Sappada besitzen, auffallen. Dieser Umstand scheint die sich beim ersten Anblick der Alp uns aufdrängende Vermuthung von der Bildung dieser Schichten innerhalb eines Riffkranzes, durch dessen Lücken die Strömung feineres suspendirtes Material für jenen Sandstein-Absatz in den Innenraum hereinführte, zu bestärken.

Die Grenzregion der Buchensteiner und Wengener Schichten gegen den Riffdolomit gewährt uns eine Reihe höchst interessanter Bilder. In

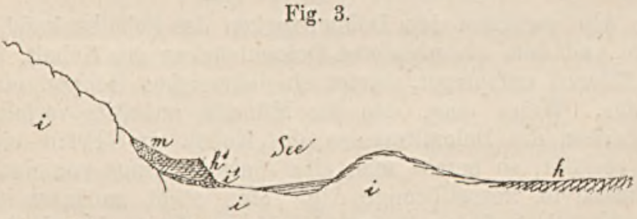
Fig. 2.



d = Werfener Schichten,
e = Unterer Muschelkalk,
f = Oberer Muschelkalk,
g = Buchensteiner Schichten,
h = Wengener Schichten,
i = Schlerndolomit

einem kleinen Wassereinriss vom tiefsten Theile des Kessels nordwestlich aufsteigend, sah ich die Buchensteiner Bänderkalke sich deutlich gegen das Riffgestein anlagern. Dieses, in der Hauptmasse als ein typischer feinkörniger, weisser Dolomit entwickelt, zeigt sich hier an der Böschungsfläche, als welche offenbar die heteropische Grenze angesehen werden muss, grau gefärbt und breccienartig struirt. Steigt man weiter aufwärts gegen die beiden kleinen Seen, so gewahrt man an einem Einriss Riffstein-Fragmente, welche in den Wengener Mergelschichten eingeschlossen liegen. Ein kleiner, rasenbedeckter Dolomitrücken scheidet uns noch von den Seen. Bei der treppenförmigen Gestalt seiner Oberfläche, welche uns die Mühe des Anstiegs gering macht,

Fig. 3.



h = Wengener Schichten,
h^1 = Cipitkalk,
i = Schlerndolomit,
i^1 = Graugefärbter, breccienartig-sandig struirter Riffkalk,
m = Schutt.

denken wir unwillkürlich an jene Erscheinung, welche Herr Oberbergrath von Mojsisovics in seinen „Dolomitriffen“ unter der Bezeichnung „Ueberguss-Schichtung an der Aussenseite der Riffmassen“ mehrfach beschreibt. Allenthalben zwischen den aus der Rasenbedeckung heraussstehenden Dolomitschollen, deren flach linsenförmige Gestalt jene Treppenform der Oberfläche bedingt, beobachten wir einen blaugrauen oder schwarzen, mergeligen, zum Theile conglomerat- oder breccienartig struirten Kalk, der fingerförmig in das Riffgestein einzugreifen scheint. Derselbe ist voll von zertrümmerten organischen Resten, unter denen

wir deutliche Echinodermenreste unterscheiden können. Sogleich erkennen wir hier den im westlichen Gebiete vielfach beschriebenen Cipitkalk wieder. An den Seen lagert sich eine kleine Partie dieses Gesteins thatsächlich gegen das Gehänge des hochragenden Dolomits. Der letztere zeigt hier wieder, wie vorhin an der Grenze gegen die Buchensteiner Schichten, an der Anlagerungsfläche eine graue Färbung und eine eigenthümliche, sandige Structur, die den Eindruck verfestigter kleiner Riffstein-Fragmente gewährt.

Kurz, ich zweifle daran nicht, dass wir hier die Ueberguss-Schichtung und den in das Riff fingerförmig eingreifenden Cipitkalk vor uns sehen. Den kleinen, dem Dolomitgehänge angelagerten Cipitkalk an den Seen deuten wir für einen winzigen Erosionsrelict einer in das Riff übergreifenden Masse. Oestlich von den Seen treten die Buchensteiner Bänderkalke und Pietra verde am tiefen Einriss, der in das Val Sesis hinabführt, nochmals zum Vorschein. Die Wengener Schichten über ihnen scheinen an dem (auf der neuen österreichischen Generalstabskarte) „Obbe“ genannten Hügelrücken in die Dolomitfacies überzugreifen.

Es mag noch erwähnt werden, dass sich im Rio Milnoch Sturzblöcke und Gerölle von einem weissen grobkörnigen Marmor, welcher sich für Bildhauerzwecke zu eignen scheint, befinden. Es unterliegt keinem Zweifel, dass dieses Gestein eine locale Ausbildung des Riffkalkes ist. Welchem Umstande es jedoch seine Entstehung verdankt, ob vielleicht der Einwirkung eines Eruptivgesteines, den ich nicht beobachtete, diese Frage lasse ich dahingestellt, da ich leider nur einen Tag zur Untersuchung dieser Localität und deren interessanter Faciesverhältnisse verwandt habe.

M. Cadin und M. Vas. Der M. Cadin ist ein östlicher Ausläufer der Scheibenkofel- und Kobolt-Masse, von der er durch die Querschlucht des Val Sesis abgetrennt ist. Ueber seine Zusammensetzung ist deshalb wenig zu erwähnen. Er bildet eine flache Synklinale, deren Mittellinie die Richtung Kobolt-Vas besitzt. Am Nordflügel dieser Mulde weist der Grödner Sandstein des Rio Avanza SWW-NEE-gerichtete Faltungen auf. Die Gipfelmasse besteht aus dem Schlerndolomit und dem oberen Muschelkalk mit Diploporen. Im westlichen Theile des Berges scheint die ununterbrochene Dolomitfacies vom oberen Muschelkalk an zu herrschen. Am Ostgehänge sah ich spärliche Pietra verde-Gerölle. Ob dieses Gestein hier thatsächlich ansteht oder nicht, habe ich nicht ermittelt.

Der M. Vas kann gewissermassen als der durch das Degano-Thal getrennte, östliche Endpunkt der Cadino-Mulde aufgefasst werden. Seine Spitze besteht aus dem geschichteten, dolomitischen Kalk des oberen Muschelkalks. Durch das Abrutschen der Masse von dem paläozoischen Gebirge des Croda Bianca nehmen die Werfener Schiefer und der untere Muschelkalk an der Verwerfungsfläche eine sehr reducirte Mächtigkeit an. Die keilförmig zwischen dem oberen Muschelkalk des M. Vas und dem Schiefer des Croda Bianca eingeklemmte Partie wurde schon erwähnt.

Gebirgsgruppe im Süden der Villnösser und im Norden der Valsugana-Linie.

Bereits in der Einleitung dieses Aufsatzes wurde auf den innigen tectonischen Zusammenhang der eben betrachteten, nördlichen Gebirgsgruppe mit der im Osten des Val Frisone südlich angrenzenden hingewiesen. Sie bilden gewissermassen eine Antiklinale, die nach Süden geneigt und theilweise in der Mittellinie gesprengt und verworfen ist. Diese Verwerfungslinie beginnt am SW.-Fuss des M. Ferro; und damit erwacht die am M. Terza piccola intermittirende Villnösser Linie, zieht sich mit immer wachsendem Verwurf am Südabhange des Ferro und Kobolt hin und endet am SW.-Fusse des Cadin, wo sie sich mit einer anderen bei Campiut beginnenden, zwischen dem Colle Mezzodi und M. Tuglia und am Westabhange des M. Pescola verlaufenden Linie unter einem spitzen Winkel vereinigt. Ein kleiner Bruch am Südabhange des M. Cadin weist auf die weitere Fortsetzung der Villnösser Linie nach Osten hin.

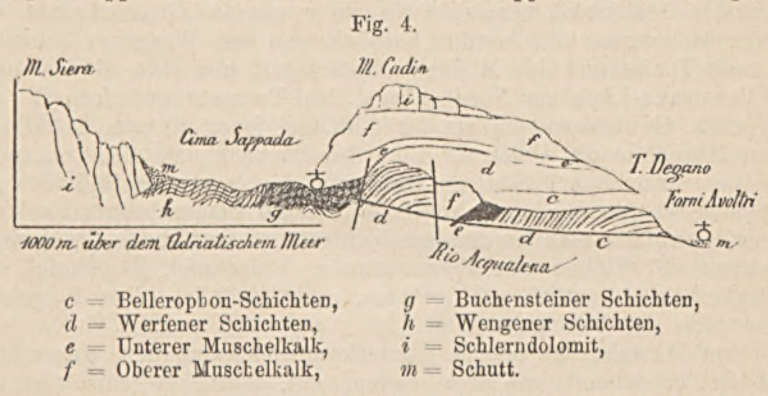
Sesis-Thal bei Sappada. Der südliche Rand der Villnösser Spalte im Sappada-Thal, d. h. der Südflügel der Antiklinale, ist längs der Mittellinie gesunken, sodass am S.-Fusse des M. Ferro die Wengener und Buchensteiner Schichten der gesunkenen Scholle mit dem oberen Muschelkalk der Ferro-Masse und am SW.-Fusse des M. Cadin die Buchensteiner Schichten mit dem unteren Muschelkalk und den Werfener Schichten in Berührung kommen. Am Südfusse des Ferro taucht nördlich bei Sappada ein kleiner Rücken des oberen Muschelkalkes unter den Buchensteiner Schichten hervor. Man sieht hier in dem Wasserriss, der sich nächst westlich vom Rio Milnoch am M. Ferro hinaufzieht, von unten nach oben folgende, nordfallende Schichtfolge. Zu unterst liegt der Rücken des oberen Muschelkalkes, dichter graulich-weisser, dickbankiger Kalk mit einer Decimeter dicken Einschaltung eines biotitreichen Sandsteines. Am Ostgehänge des Wasserrisses sieht man auf der Wiese vor dem Lärchengehölz einige lose Blöcke eines dichten graulich-weissen Kalkes mit Cephalopoden und Zweischalern (*Ptychites sp.*, *Pleuronautilus sp.*, eine glatte *Lima*), die dem oberen Muschelkalk angehören. Ueber diesem letzteren folgen dunkelgraue, zähe, kieselige Bänderkalke mit spärlichen, schlecht erhaltenen Resten von *Daonella Taramellii Mojs.* und Crinoidenstielgliedern, mit Hornstein-Einlagerungen und einer mächtigen Einschaltung von sehr verwitterter Pietra verde. Dieser Buchensteiner Complex wird durch einen mächtigen Wechsel überlagert von im unteren Theile etwas gebändertem, dunkelgrauem Kalk, dünnschichtigem Mergelkalk, welcher bankweise reich an kleinen, schlecht erhaltenen, verkieselten Trachyceraten, Posidonomyen oder *Daonella Lommeli Wiss.* ist, und von typischem Wengener Sandstein mit Pflanzenresten, dessen Korngrösse nach oben zunimmt. Am oberen Ende des Wasserrisses sieht man die Wengener Schichten sehr deutlich längs einer südgeneigten Verwerfungsfläche am oberen Muschelkalk des M. Ferro abstossen.

Oestlich von der Schlucht Milnoch sind die Buchensteiner Bänderkalke am Südgehänge des M. Kobolt staffelförmig abgesunken. Eine

kleine Scholle ist in hoher Lage zurückgeblieben, sodass der obere Muschelkalk zu Tage tritt, und eine kleine Partie der NW.-fallenden Buchensteiner Schichten gegen den steilwandigen Dolomit des M. Kobolt klemmt.

Die Buchensteiner Schichten dringen tief in das Val Sesis, fast bis zum Westfusse des M. Cadin hin, ein. Sie zeigen zahlreiche NNW.-SSE.- bis NS.-streichende Fältelungen und haben bei ihrem Einsinken die NW.-fallenden Werfener Schiefer des M. Pescola stark hinabgeschleppt. In ihnen ist bei Cima Sappada eine Einlagerung

Fig. 4.



c = Bellerophon-Schichten, d = Werfener Schichten, e = Unterer Muschelkalk, f = Oberer Muschelkalk, g = Buchensteiner Schichten, h = Wengener Schichten, i = Schlerndolomit, m = Schutt.

eines dunkelgrünlich-grauen, feinkörnigen Tuffsandsteines, wahrscheinlich einer Abänderung der Pietra verde, eingeschaltet. Hier geht ihre Streichrichtung von NNW.-SSW. in NEE.-SWW. über, den SW.-geordneten Schlerndolomitspitzen von Siera, Gieu und Tuglia entsprechend. Ueber ihnen folgen südfallend am Nordfusse dieser und der Dolomitmassen des Hinterkerl, Engelkofel und Terza grande die Wengener Sandsteine, Kalke und Mergel mit *Daonella Lommeli Wiss.* Die weiche Beschaffenheit dieser Schichten bringt es mit sich, dass sie mannichfache Störungen, Fältelungen, Zerreissungen zeigen, während über ihnen der Schlerndolomit starr und ruhig aufliegt. Besonders schön beobachtet man eine solche Störung etwa 1 Kilometer westlich von Cima Sappada am Torrente Sesis, wo Sandsteine und Mergelkalke mit grosser *Daonella Lommeli Wiss.* gefältelt, zerrissen und so verschoben sind, dass das Bild den Eindruck einer discordanten Lagerung gewährt.

M. Bigola und M. Terza piccola. Der Rücken des M. Bigola besteht aus den Buchensteiner Schichten und den mächtig entwickelten Wengener Sandsteinen, Mergeln und Kalken. Am SE.-Abhang desselben habe ich in den Wengener Sandstein-Geröllen *Celtites epolensis Mojs.* und einen unbestimmbaren Brachiopoden-Abdruck gefunden. Bei der Mühle an der Confluenz des Rio Crum und Torrente Sesis ist der Wechsel des Wengener Sandsteines, der hier besonders durch eigenthümliche, hieroglyphenartige, erhabene Zeichnungen auffällt, und in dem ich ein Fragment vom Fischskelett auffand, mit kalkigen und mergeligen Schichten aufgeschlossen, welche *Daonella Lommeli Wiss.*, Posidonomyen und spärliche Ganoidschuppen enthalten.

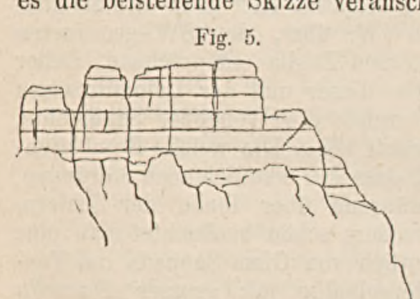
Die Buchensteiner und Wengener Complexe, welche den Rücken des M. Bigola zusammensetzen, machen am Südabhange des Terza

piccola der Rifffacies des Schlerndolomites Platz. Der letztere ruht unmittelbar auf der nur schematisch ausgeschiedenen Basis des oberen Muschelkalkes, dessen Fortsetzung am NE.-Fusse des Bigola unter den Buchensteiner Schichten sichtbar ist und mit dem kleinen Rücken, der bei Sappada auftaucht, zusammenhängt. Die NNW.-fallende Masse des Terza piccola, welche durch die Torrente Sesis vom Rinaldo getrennt, ist demnach nur ein Ausläufer des eben genannten Riffes.

M. Terza grande, M. Eulenkofel, M. Engelkofel, M. Hinterkerl, M. Siera, M. Gieu und M. Tuglia. Dies sind sämmtlich Schlerndolomitmassen in ihrer ganzen Grossartigkeit und starren Monotonie. Sie werden nördlich von den Wengener Schichten des Sesis-Thales und des M. Bigola unterlagert und sind südlich durch die Valsugana-Linie am Nordgehänge des Torrente Pesarina jäh abgebrochen. Gewissermassen als der Südflügel jener grossen Antiklinale, deren Mittellinie die Villnösser Linie bei Sappada darstellt, zeigen sie sich im Ganzen nach Süd geneigt, wie dies auch das Südfallen der Wengener Schichten auf ihrer Nordseite bezeugt. Bemerkenswerther Weise jedoch beobachtet man an dem geschichteten oberen Theile des Schlerndolomites der Höhen des Terza grande, Eulenkofel, Engelkofel und Hinterkerl ein deutliches Nordfallen, wahrscheinlich eine Folge der Stauung an der Valsugana Linie.

Am Westabhange des M. Hinterkerl sieht man den ungeschichteten Schlerndolomit von dem oberen, mit deutlicher Schichtung versehenen, durch eine eigenthümliche Auflagerungsgrenze getrennt, wie es die beistehende Skizze veranschaulicht.

Fig. 5.



Etwas unterhalb Casere Siara trifft man auf dem Abstieg gegen Culzei einen Complex von dunklem, dichtem, zum Theil kieseligem, nach unten dunkelaschgrauem, zerklüftetem Kalk unter den Schlerndolomit eintauchen. Derselbe ist auf der Karte nicht ausgeschieden worden. Am M. Pura bei Ampezzo habe ich einen ähnlichen Kalk mitten im Schlerndolomit wieder beobachtet.

Auf dem Wege von Colle Mezzodi nach der Hütte Campiut sieht man am Nordabhange des M. Tuglia ziemlich hoch an der Dolomitwand den oberen Theil einer vorspringenden Klippe aus einem rothen, geschichteten Gestein bestehen. Unten finden sich Sturzblöcke eines breccienartig struirten, dichten, rothen Kalks mit *Encrinus*-Stielgliedern, — eines dichten und rothen Kalkes, wie derjenige an der heteropischen Grenze von M. Clapsavon bei Forni di sopra. Obgleich die Lagerung dieses Gesteines nicht sicher ermittelbar war, erinnerte mich das Verhältniss an den „Grünen Fleck bei Plon" (v. Mojsisovics, Dolomitriffe, p. 228),

M. Pescola, Colle Mezzodi und Campiut. Am Ostgehänge des Pescola ist ein Absturz, nördlich begrenzt durch eine Linie, die in die Verlängerung der Villnösser Linie, welche wir vorhin bis zu ihrer Intermittenz am SW.-Fusse des M. Cadin verfolgt haben,

fällt, und westlich durch einen im Ganzen nordsüdlich verlaufenden Bruch, an welchem der obere Muschelkalk der abgestürzten Scholle gegen die Werfener Schiefer des Pescola stösst.

In der SE.-NW.-streichenden Schichtfolge dieses Absturzes von den Bellerophon-Schichten bis zum oberen Muschelkalk ist der untere Muschelkalk am Nordgehänge des Rio Acqualena in steil SW.-fallenden Schichten theilweise gut aufgeschlossen. Er besteht von unten nach oben aus sandigem, röthlich, licht- oder dunkelgrau gefärbtem Mergelschiefer, der in einer Bank Pflanzenreste (*Calamites sp.*) einschliesst, dünngeschichtetem, zartflimmerndem, dunklem, mergeligem Kalk und dunkel- oder lichtgrauem, festem Kalk mit *Encrinus*-Stielgliedern und stellenweise mit breccienartiger oder knolliger Structur.

Der Absturz setzt sich nach SE. fort und reicht über den steil SW.-fallenden oberen Muschelkalk des Colle Mezzodi bis zur Hütte Campiut hin. Er kommt durch das zungenförmige Ausspitzen der Werfener Masse des M. Pescola mit den Buchensteiner Schichten des Sesis-Thales im oberen Rio Acqualena in Berührung; doch immer noch durch einen Bruch getrennt, der in südöstlicher Richtung bis zur Alp Campiut hin verläuft. Die südliche Neigung der Tuglia-Masse bedingt, dass dieser Verwurf nach SE. zu stetig zunimmt, sodass bald der Wengener Complex, dann der Schlerndolomit am oberen Muschelkalk des Colle Mezzodi und seines östlichen Ausläufers abstösst. Am Nordabhange des Colle Mezzodi sieht man die Schichten unter dem oberen Muschelkalk (mit einer Conglomeratbank) bis zum Phyllit in steil SW.-fallender Stellung anstehen. Südlich oberhalb der Hütte Campiut ist über dem oberen Muschelkalk ein kleines Erosionsrelict eines blauschwarzen, wahrscheinlich Buchensteiner Kalks und eines darüber lagernden Wengener Sandsteins vorhanden. Hier ist die abgestürzte Scholle des Colle Mezzodi durch eine beiläufig SW.-NE.-gerichtete, vom oberen Rio Fuina kommende Verwerfung plötzlich abgebrochen.

M. Talm. Man tritt aus dem ebenerwähnten Erosionsrelict ganz unvermittelt in die südfallenden rothen Werfener Schiefer ein. Diese werden direct vom Dolomit überlagert, in dessen unterem Theil sich eine an Quarzgeröllen reiche Conglomeratbank findet, und der gegen den Schlerndolomit des M. Tuglia stösst, wodurch die genaue Bestimmung der Bruchlinie erschwert wird. Der untere Muschelkalk ist hier demnach dolomitisch vertreten. Wie weit aber diese Facies nach Norden reicht, kann ich nicht angeben, da ich das Gehänge unterhalb Campiut nicht begangen habe. Auf dem Sattel zwischen M. Talm und Tuglia beobachtet man einen reichen Wechsel von rothem, glimmerigem Werfener Schiefer, grauem, sandigem Kalk mit Quarzeinschlüssen, dichtem, grauem Kalk mit kleinen Naticellen, rothem „Gasteropoden-Oolith" und Mergelschiefer, über welchem der Dolomit unmittelbar aufliegt. Das obere Südgehänge des Talm wird aus einem südfallenden dickbankigen, dolomitischen Kalk gebildet, der am Kamm, wo er direct über den Werfener Schichten ruht, dem unteren Muschelkalke angehört. Etwa in der Mitte des Anstieges von Prato-Carnico auf den Sattel zwischen Talm und Tuglia beobachtet man über den flach südfallenden Werfener Schichten einen dunkel-aschgrauen Kalk, den ich

auf Grund der Lagerung und eines später zu besprechenden analogen Verhältnisses am M. Veltri nicht anstehe für den unteren Muschelkalk zu erklären.

M. Tudajo, Colle di Mezzogiorno, M. Cornon, M. Col und Col Trondo, Unterbrechen wir jetzt die Betrachtung des M. Talm, dessen Südgehänge schon in die Region der Valsugana-Linie fällt und wenden wir uns zur Gebirgsgruppe, die im Westen des Val Frisone das Piova-Thal nördlich begrenzt. Dieselbe bildet die Fortsetzung der grossen Schlerndolomitmasse im Osten des Val Frisone und bietet nicht minder als diese ein grossartiges Bild eines starren und öden Dolomitgebirges. Sie trägt am Colle di Mezzogiorno und M. Cornon eine Kappe von Hauptdolomit, dessen Sturzblöcke sich zahlreich im Val Grande finden. Dieser Hauptdolomit enthält *Megalodus Gümbeli Stopp.* und *Turbo solitarius Ben.* Ob sich hier die Raibler Schichten finden, bin ich nicht im Stande sicher anzugeben, da ich keine dieser Dolomitspitzen bestiegen habe. Nach meiner Beobachtung von der Südseite des Piova-Thals scheint der Hauptdolomit direct über dem Schlerndolomit aufzuruhen. Entweder ist hier das Raibler Niveau absatzlos oder wie in dem benachbarten Gebirge auf der Südwestseite des Sexten- und Padola-Thals in dem Dolomit vertreten.

Die ganze in Rede stehende Gebirgsmasse bildet, wie es an dem Hauptdolomit und an der hie und da auftretenden Schichtung des Schlerndolomits erkennbar ist, eine flache, SWW-NEE.-streichende, nach N. geneigte Mulde. Im Norden stösst der Schlerndolomit längs der Villnösser Linie an den Bellerophon-Schichten, dem Grödner Sandstein und Phyllit ab. Die Wengener Schichten, welche südfallend den Sattel zwischen Terza piccola und — grande einnehmen und etwas westlich davon, südöstlich bei Campolungo, an dem Phyllit, Grödner Sandstein und Bellerophon-Complex abstossen, setzen sich auf das linke Gehänge des Val Frisone über und werden mit dem Schlerndolomit des M. Col belastet. Südlich bei San Stefano sind wahrscheinlich in Folge eines Querbruches, der entlang dem Westfusse des Col Trondo läuft, tiefere Gebilde bis zum Phyllit herab aufgebrochen. An der Piave-Strasse, durch welche dieser Aufbruch prächtig aufgeschlossen ist, beobachtet man, von San Stefano kommend, folgende Schichtfolge. Ueber dem Qnarzphyllit baut sich discordant der mächtige Complex des Grödner Sandsteins auf. Zu unterst liegt W-SSW.-fallend ein durch Verwitterung gelockertes Verrucano-Conglomerat, in welchem Quarz-, Schiefer- und Quarzporphyrgerölle durch den Sand gleicher Gesteine verkittet sind. Geröllarme und deshalb sandsteinartige Bänke stellen sich darin ein. Es folgt ein Wechsel von rother und grauer Arkose, in der zuweilen Schieferbruchstücke bemerkbar sind. Wo der ostwestliche Verlauf der Piave, sich umbiegend, die südwestliche Richtung annimmt, taucht der Phyllit, SW.-streichend, gefältelt und mit Quarzknauern versehen, hervor. Hier hat man die Villnösser Linie überschritten, deren nördlichem Spaltenrand der erst erwähnte Phyllit und Grödner Sandstein angehört. Mit dem nun anstehenden Phyllit betritt man die südlich von der Spalte gelegene Scholle des Colle di Mezzogiorno und M. Cornon. Ueber demselben folgt senkrecht stehend oder nach SE-überkippt, der Grödner Sandstein, in dessen oberem Theil Tuffbänke beobachtet werden. Nach

einer Verdeckung — wahrscheinlich der Bellerophon-Schichten, wie es Geschiebe von dunkler Rauchwacke in einer kleinen, vom M. Piedo herabkommenden Schlucht bezeugen — stehen in einer überraschend grossen Mächtigkeit fossilarme Werfener Schiefer an. Der untere Muschelkalk ist verdeckt, während der obere eine an der Strasse herausstehende Felsklippe von Dolomit bildet. Darauf tritt mitten aus der Verdeckung eine etwa 40 Meter mächtige Pietra verde heraus, deren eine Bank viele Bruchstücke von einem dunklen, dichten Kalk einschliesst. Wo der Bach des Val Grande in die Piave einmündet, wechsellagern mergelige Schiefer mit dunklem, geadertem Kalke. Diese Schichten zeigen eine gestörte Lagerung; sie gehören höchst wahrscheinlich dem Wengener Complexe an, denn über ihnen ruht der Schlerndolomit. Alle diese aufgebrochenen Schichten stossen sicherlich an einem Querbruch senkrecht gegen den Schlerndolomit des Col Trondo und scheinen unter den Schlerndolomit des M. Piedo unterzutauchen.

Im Westen wird der Schlerndolomit des Tudajo und M. Piedo von den Werfener, Bellerophon- und Grödner Sandstein-Schichten, denen jenseits des Piave- und Anziei-Thales die hohe Masse des Marmorale aufgesetzt ist, durch einen Bruch getrennt, der, im Ganzen meridional verlaufend, von der Valsugana- zur Villnösser Linie überspringt.

Der Südflügel der Colle di Mezzogiorno-Cornon-Mulde ist steil aufgestellt, sodass im Piova-Thal die untertriadischen und permischen Schichten, ja selbst der Phyllit, in ausserordentlich zusammengepresster Lagerung hervortreten. Diese Erscheinung kann jedoch besser im Zusammenhang mit anderen, die durch ein gemeinsames tectonisches Moment mit einander innig verknüpft sind, verstanden werden. Dies ist die grossartige Valsugana-Linie. Ihr fällt am Aufbau unseres Gebirges keine geringere Rolle als an demjenigen des westlichen Nachbargebietes zu.

Region der Valsugana-Linie.

Umgebung von Lorenzago. In drei Parallelbrüchen tritt die Valsugana-Linie, in nordöstlicher Richtung längs des Piave-Thals verlaufend, bei Lorenzago in unser Gebiet ein. Der nördlichste dieser Brüche beginnt bei Vallesella, verläuft durch Lorenzago und ist an dem Quersprung, der die Tudajo-Masse im Westen begrenzt, plötzlich abgebrochen. Bei Lorenzago treten an ihm unter den Werfener Schichten, die über sich die Marmorale-Masse trägt, nordwestlich fallend die tieferen Schichten zu Tage: eine kleine Phyllitpartie bei der Piova-Mühle auf dem Wege von Lorenzago nach Pelos, der Grödner Sandstein, auf welchem Villa Grande von Lorenzago steht, und die Bellerophon-Schichten, die bei Pelos und Vigo durch Wechsellagerung dunkelgrauer, fossilleerer Kalke, die über dem Kalk mit Aviculopecten und anderen schlecht erhaltenen Fossilresten folgen, mit typischem Werfener Schiefer und lichtgrauem Kalke in diese letzteren übergehen, und deren Gyps bei Laggio trichterförmige Erdstürze veranlasst hat.

Südlich von diesem Bruche taucht eine zweite grössere Phyllitmasse auf, welche, von S. Antonio bei Lorenzago nach NE. hin immer breiter werdend, bis zum Piova-Thale reicht. Sie wird ringsum vom Grödner

Sandstein umrandet, der im SE. gegen die Wengener Schichten und den Schlerndolomit des Vetta Ugoi und im N. an jenen Quersprung gegen die Basis der Colle di Mezzogiorno-Masse stösst. Ueber diesem liegen in NW. und S. die Bellerophon-Schichten, welche aus Gyps, Rauchwacke, schwarzem, geadertem Kalk, Mergelschiefer, Ostracodenkalk und mergeligem, splitterigem Kalk mit Aviculopecten und Bryozoen bestehen; hierüber im S. die Werfener Schichten, die den NW.-Fuss des Cridola zusammensetzen und auf denen Domegge steht.

Vetta Ugoi und Col Lavinamondo. Die südöstliche Grenze der eben betrachteten kleinen Scholle bildet ein zweiter Bruch der Valsugana-Linie. Zwischen diesem und einem dritten, welch beide am Ostgehänge des Val Talagona anheben und sich im Osten des Col Lavinamondo vereinigen, liegt eine Scholle eingeschlossen, welche aus dem Schlerndolomit und dem diesen unterlagernden Wengener Sandstein besteht und sich im Ganzen nach NW. neigt. Entlang dem NW.-Abhange des M. Cridola bildet sie einen schmalen Streifen, den man terrassenförmig vorspringen und am flach nach NW. geneigten Hauptdolomit sehr deutlich abstossen sieht. Ihre Grenze gegen die Raibler Schichten des Val Mauria, welche den Hauptdolomit des Col della Croce unterlagern, ist nicht aufgeschlossen. Indess nöthigt uns das Auftauchen der Wengener Schichten westlich bei Santigo an einer antiklinalen Axenlinie (bei Santigo fällt der Schlerndolomit nach SE., dagegen bei Lorenzago nach NW. das Vorhandensein eines Bruchs längs dieser Grenze anzunehmen. Im oberen Romotoi, am M. Stinizoi und Lavinamondo ist die NWW.-SEE.- streichende Kniefalte des Tagliamento-Thales durch unsere Scholle quer abgebrochen. Am C. Lavinamondo beobachtet man in dem geschichteten Schlerndolomit Einlagerungen von einem dunklen, etwas kieseligen Kalk. Die Schichten fallen hier in's Piova-Thal hinab, je tiefer am Gehänge, desto steilere Lage annehmend. Der Kessel des Rio Rimotoi wird in Folge dessen zum grösseren Theile von dem Wengener Complex eingenommen. Die Gewässer desselben durchbricht die vorstehende Klippe des steil aufgerichteten, ja überkippten Schlerndolomits in einer äusserst schmalen Kluft, um ins Piova-Thal zu gelangen. Unweit dieser Ausmündung sieht man innerhalb der Wengener Schichten des Rio Romotoi eine kleine Einlagerung des weissen, dichten Riffkalkes, welcher wohl einen Ausläufer der Lavinamondo- oder Vetta Ugoi-Masse darstellen dürfte.

Am SW.-Abhange des Vetta Ugoi (etwa $^3/_4$ Wegstunde ostsüdöstlich von Lorenzago) bietet eine kleine Seitenschlucht des Piova-Thales einen bemerkenswerthen Aufschluss. Hat man hoch am Südgehänge des Piova-Thales auf einem von Lorenzago nahezu horizontal in westöstlicher Richtung führenden Holzfuhrweg den mittleren Bruch der Valsugana-Linie überschritten, so betritt man den weissen Schlerndolomit. Derselbe weicht bald den ihn unterlagernden Wengener Kalken, Mergeln und Sandsteinen, die auch hier an jener vorhin erwähnten antiklinalen Axenlinie auftauchen. Auf der Höhe jedoch hält der Schlerndolomit an und senkt sich nach einer Weile auf das Niveau des Weges herab, um als der klippenartig gestaltete Vetta Ugoi ins Piova-Thal vorzuspringen. Dort, wo dieses Herabsenken stattfindet, ist eine kleine Schlucht, welche die Bewohner „Val Beppena“ nennen. Hier ist der

Riffkalk an der Grenze gegen die Wengener Sandstein-Facies als ein roth und grau gefärbter, dichter Kalk mit zahlreichen Cephalopoden, ganz wie derjenige am M. Clapsavon, entwickelt. Unter meinem flüchtig aufgesammelten Material war ein *Trachyceras clapsavonum Mojs.* sicher zu bestimmen, sodass an der Identität dieses Gesteines mit dem von Clapsavon gar nicht gezweifelt werden kann. Ueber die Lagerung dieses Kalkes kann ich keine genauere Angabe machen, da der geplante zweite Besuch dieses viel Ausbeute versprechenden Fundortes leider durch die Ungunst der Witterung vereitelt wurde.

Südgehänge des Colle di Mezzogiorno und des M. Cornon. Wir kehren jetzt zur Betrachtung des Südflügels der Colle di Mezzogiorno-Cornon-Mulde zurück. Derselbe ist bei Vigo durch den bereits mehrfach erwähnten Quersprung, der die Villnösser und die Valsugana-Linie verbindet, in meridionaler Richtung und im Piova-Thal durch einen SE-NW.-verlaufenden Querbruch, der den nördlichsten und den mittleren Bruch mit einander verbindet und gewissermaassen als die Fortsetzung jenes Quersprunges aufgefasst werden kann, quer zur Streichrichtung der Mulde abgebrochen. Er grenzt im Süd, steil aufgerichtet, gegen die jäh ins Piova-Thal hinabschiessenden Schlerndolomit-Schichten des Lavinamondo und Vetta Ugoi an. Gerade am Nordfusse der Lavinamondo taucht unter ihm sogar der Phyllit auf. Die über diesem folgenden, stark aufgerichteten Schichten des Grödner Sandsteines, Bellerophon-, Werfener und unteren Muschelkalk-Complexes sind ausserordentlich zusammengepresst, wovon man sich leicht an der Strassenbiegung an der Cervellon-Schlucht überzeugt. Auf dem Wege, welcher von San Oswaldo östlich hinab ins Thalbett des Torrente Piova führt, tritt eine kleine Partie der Bellerophon-Schichten unter dem Werfener Schiefer hervor, wahrscheinlich an einer kleinen secundären antiklinalen Axenlinie.

In der Cervellon-Schlucht ist in dem grauen, dolomitischen Kalk des oberen Muschelkalkes, in dem ich bei San Oswaldo Diploporen und schlecht erhaltene Brachiopoden auffand, eine etwa 7 M. mächtige Einlagerung von breccienartigem Kalk, mergeligem Thon mit Pflanzenresten und dunklem, dichtem Kalke beobachtet worden. Diese Schlucht aufwärts verfolgend, ist es mir nicht gelungen, die typischen Buchensteiner Schichten zu sehen. Der enge verschüttete Raum zwischen den typischen Wengener Schichten und dem unteren Dolomit macht die Vertretung dieses Niveaus in dem letzteren wahrscheinlich. Eben dieses Verhältniss scheint bei Laggio zu herrschen. Am NE-Fusse des Lavinamondo habe ich dagegen im Piova-Thal Blöcke von Pietra verde und Knollenkalk gesehen, die vom S.-Abhang des M. Cornon herstammen. Diese typischen Buchensteiner Schichten dürften also wahrscheinlich in der Gegend des Val Inferno anstehen. Oestlich bei Laggio, ist ein zungenförmiger Ausläufer bemerkenswerth, den der Schlerndolomit des Tudajo weit in die Wengener Sandstein-Facies hineinsendet.

Um die Schlerndolomitmasse des Lavinamondo sich schmiegend, dehnen sich die enggepressten Werfener Schiefer der Mulde des Colle di Mezzogiorno und M. Cornon im oberen Piova-Thal weit aus. Der mittlere Bruch der Valsugana-Linie, welcher durch die vorhin betrach-

tete ungeheuere Stauung der Schichten scharf ausgesprochen ist, biegt sich somit am Ostabhange des Lavinamondo nach S. und endet nordöstlich vom M. Dovana an dem dritten Parallelbruche. Dieser hingegen ist eine Strecke weit nach NEE. zu verfolgen, weil man bei Campo im oberen Val Frisone Grödner Sandstein und Bellerophon-Schichten unter den Werfener Schiefern, die südlich die Masse der Tiersine und Crodon über sich tragen, hervortreten sieht.

Pesarina-Thal. Die südliche Grenze des Schlerndolomits zeigt auf der West- und Ostseite des Val Frisone einen ganz verschiedenen Bau. Dort sahen wir die triadischen und permischen Schichten bis herab zum Phyllit, durch Stauung enggedrängt, doch in ununterbrochener Folge zu Tage treten. Hier dagegen ragt der Schlerndolomit, der den Südflügel der sattelförmig gebauten nördlichen Gebirgsgruppen darstellt, längs eines das linke Gehänge des Pesarina-Ongara-Thales entlang verlaufenden Bruches der Valsugana-Linie den Werfener Schichten entgegen, welche im Süden eine colossale Ausdehnung erlangen.[1]) Es ist somit die Annahme gerechtfertigt, dass das Querthal von Val Frisone mit einem Querbruch, der am Westfusse des M. Eulenkofel in der Gegend von Piana di Sire den stärksten Verwurf aufweist, zusammenfällt. Wir haben schon früher auf die bemerkenswerthe Erscheinung aufmerksam gemacht, dass der geschichtete Schlerndolomit am Eulenkofel, Engelkofel und Hinterkerl an der Grenze gegen die Werfener Schiefer nach N. geneigt ist, gleichsam als wenn hier die Reibung den Rand der sinkenden Scholle aufgehalten hätte, während im nördlichen Theile und am Siera und Tuglia ein Südfallen herrscht.

Die Werfener Schichten fallen, soweit meine Beobachtung reicht, am Nordgehänge des Canale S. Canziano nach S. Oberhalb Culzei tritt eine kleine Partie von Rauchwacke und Gyps der Bellerophon-Schichten, wahrscheinlich durch eine kleine Wölbung der Werfener Schiefer zu Tage. Am Südabhang des M. Tuglia stossen im oberen Rio Fuina mit reducirter Mächtigkeit Gyps und Rauchwacke der Bellerophon-Schichten und im oberen Rio Mazzarello sogar der Grödner Sandstein, sämmtlich steil südfallend, am oberen Muschelkalk und am abgesunkenen Schlerndolomit des Tuglia ab. Im oberen Rio Mazzarello nimmt der Bruch, den wir vom Eulenkofel her in markanter Zeichnung verfolgen konnten, an einer kleinen Querspalte beim Casere Buin ein plötzliches Ende; denn man tritt hier aus dem Grödner Sandstein ganz unvermittelt in die Werfener Schiefer, über denen der Muschelkalk des M. Talm liegt.

Nahezu in der Thalsohle des Torrente Pesarina fällt eine Reihe von unbedeutenden, ostwestlich verlaufenden Abbrüchen in den Bereich der Valsugana-Linie. So stossen oberhalb Pieria die steil thalwärts fallenden Werfener Schiefer an der die Thalsohle einnehmenden Rauchwacke der Bellerophon-Schichten ab. So tritt bei Avausa eine winzige Phyllitpartie unter dem Grödner Sandstein, der die Masse des M. Talm unterlagert, zu Tage, während am südlichen Ufer des Torrente Pesarina die Bellerophon-Schichten anstehen. In dem Phyllit

[1]) Die Einzeichnung dieser Bruchlinie am Südfusse des Eulenkofel und Engelkofel wird eine ungenaue sein, da ich diese Strecke nicht begangen habe.

bemerkt man ein verwittertes Diabaslager, den Ausläufer einer grösseren Masse bei Rigolato. Ebenso deutet der ausgezogene Zipfel des Grödner Sandsteines, der in einer kleinen Schlucht am rechten Degano-Ufer gegenüber Comeglians an den paläozoischen Schiefer und Kalk stösst und von Gyps und Rauchwacke der Bellerophon-Schichten überlagert wird, auf die Valsugana-Linie hin, welche hier unser Kartengebiet verlässt und in der Tiefenlinie zwischen Comeglians und Paularo ihre weitere Fortsetzung gegen Osten zu verrathen scheint.

Gebirgsgruppe im Süden der Valsugana-Linie und im Norden des Tagliamento.

Sauris-Thal. Ueber dem Grödner Sandstein und den Bellerophon-Schichten, die im oberen Val Frisone zu Tage treten, und über den Bellerophon-Schichten, aus deren mächtig entwickelter Rauchwacke die grüne, sanft rückenförmige Terrasse bei Comeglians, Ovasta und Mione besteht, lagern, allmählich gegen S. ansteigend und durch tiefe Schluchten in scharfe Kämme aufgelöst, die Werfener Schichten. Sie gipfeln sich in den Massen des Morghendleit, Pieltinis, Novarza, Losa und Pizzo Maggiore, die das abgeschlossene Kesselthal von Sauris, in welchem der Torrente Lumiei vielästig wurzelt, im Norden umwallen. Innerhalb des Sauristhales kommen unter ihnen tiefere Schichten zum Vorschein, so die Bellerophon-Schichten im oberen Torrente Lumiei bei Sauris und am Torrente Chialada. Bei Maina taucht sogar der Grödner Sandstein auf. In dem Bellerophon-Complex sind Rauchwacke und Gyps mächtig entwickelt. Schwarzer, geaderter, besonders an Bryozoen reicher Kalk steht bei Maina an. Die gelbe, erdige Rauchwacke der Werfener Schichten ist hier in bemerkenswerther Weise stark entwickelt und zeigt bizarre Erosionsformen. In dem rothen glimmerigen Werfener Schiefer, der sich unter den Geröllen des Torrente Lumiei fand, wurden einige Abdrücke von Asteriden beobachtet.

M. Dovana, M. Simone und M. Crodon. Die Werfener Schiefer des Sauris-Thales sind südlich vom Torrente Lumiei gegen S. geneigt, bilden somit eine flache Antiklinale, deren Mittellinie durch die Lumiei-Furche bezeichnet wird. Ueber dem Südflügel dieser flachen Antiklinale ruhen die höheren triadischen Gesteine, welche, an einer Kniefalte ins Tagliamento-Thal sich herabsenkend, unter dem südlichen Hauptdolomit-Plateau verschwinden. Beginnen wir die Betrachtung der Region dieser Flexur am M. Dovana. Südlich gegen den Schlerndolomit des Col Lavinamondo grenzen die Werfener Schichten des Sauris-Thales an, zwar an der Grenze flach gelagert und nach S. zu immer steileres Südfallen annehmend. Man beobachtet, von der Alp Dovana nach S. wandernd, vom Liegenden ins Hangende folgende Schichtfolge:

gelbe Rauchwacke,

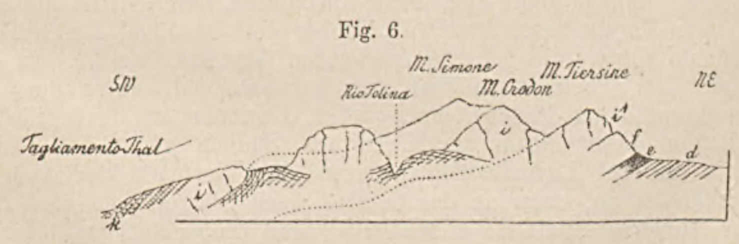
glimmerige, rothe Werfener Schiefer, im mittleren Theile mit gelbgrau gefärbten, mergeligen Bänken, die Zweischalerdurchschnitte enthalten,

blaugraue, glimmerige, kalkige Schiefer mit gut erhaltener *Naticella costata Wiss.*

grauer, etwas mergeliger Kalk, mit kleinen, verdrückten Gasteropoden.

Ueber diesen Werfener Schichten folgen glimmerige, mergelige Kalke mit unregelmässigen Wülsten und geaderte, dunkelgraue, dichte Kalke, die ich als den unteren Muschelkalk anspreche; hierüber der Dolomit, der den Zug des M. Piova und Tiersine bildet. Er vertritt das Niveau des oberen Muschelkalks und das der Buchensteiner Schichten, da er am S.-Abhang des Piova und Dovana unmittelbar der Wengener Sandstein-Facies Platz macht. Er ist local in nesterförmig gestalteten Partien als Zellendolomit oder -Kalk ausgebildet, der durch die gelbliche Verwitterungsfarbe gegen die übrige Masse, schon vom Weitem gesehen, absticht. Die Wengener Sandstein-Facies ist am M. Simone und bei Varmost mächtig entwickelt. Ueber derselben sind am Südabhange des M. Simone dunkelgraue Kalke mit unbestimmbaren Zweischalerdurchschnitten, die vom Schlerndolomit überlagert werden und vielleicht dem Cassianer Niveau entsprechen dürften (siehe pag. 159). Am Stinizoi zeigt sich eine auffallende Erscheinung. Der Schlerndolomit, dessen oberer Theil mit deutlicher Schichtung versehen ist, fällt südlich von Dovana, Simone und Varmost thalwärts nach SW. Im oberen Torrente Stabia aber biegen sich die Schichten in der Streichrichtung um fast einen rechten Winkel und sind an der schroffen Westwand des M. Stinizoi in den weichen Raibler Schichten quer abgebrochen. Sie stehen hier senkrecht aufgerichtet und theilweise sogar nach SSE. überkippt. Die Ursache dieser Erscheinung hat man offenbar in der Stauung der Flexurmasse und der Vetta Ugoi-Lavinamondo-Scholle gegen einander zu suchen. Dies ist insoferne höchst beachtenswerth, als es beweist, dass das Absinken unseres Gebirges an der Flexur stattgefunden hatte, ehe die Stauung längs der Valsugana-Linie erfolgte. Die Raibler Schichten, die steil nach S. und SW. fallend, den Schlerndolomit überlagern, sind wenig aufgeschlossen. Gyps und Mergel derselben stehen verschiedentlich am Mauria-Pass, bei Santigo und an den beiden unteren Gehängen des Tagliamento an.

Fig. 6.



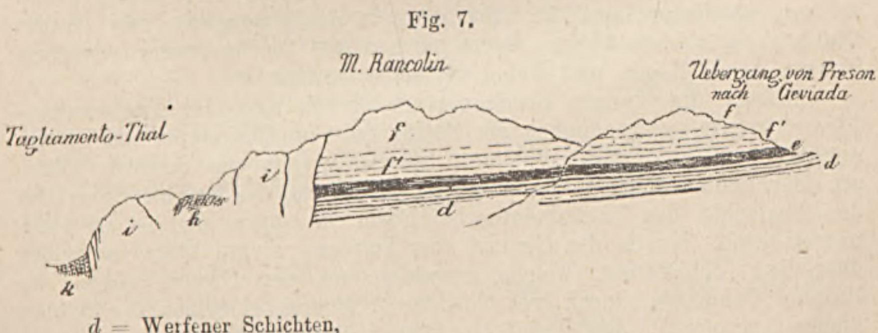
d = Werfener Schichten,
e = Unterer Muschelkalk,
f = Oberer Muschelkalk,
i^1 = Buchensteiner Dolomit,
h = Wengener Schichten (am Rio Tolina und zwischen dem Rio Tolina und Tagliamento-Thal),
i = Schlerndolomit,
k = Raibler Schichten.

Der Schlerndolomit des Crodon und der Ostseite des Simone keilt sich am Nordabhang des letztgenannten Berges in den Wengener Mergeln aus, wie man es deutlich bei einer Alphütte im oberen Torrente Caldo sieht. Das Ende der sich auskeilenden Dolomitzunge löst sich in einzelne Schollen auf, die zwischen den Mergeln stecken. Der Schlerndolomit des M. Crodon scheint direct auf dem Buchensteiner Dolomite des M. Tiersine zu ruhen, wenigstens nimmt im Süden des M. Tiersine die Wengener Sandstein-Facies, die sich zwischen Simone und Piova einschiebt und auch im oberen Rio Tolina erscheint, beträchtlich an Mächtigkeit ab. Wie sich der Schlerndolomit des Simone und Crodon zu demjenigen der tieferen Gebirgslehme verhält, war mir nicht klar ersichtlich. Wahrscheinlich fällt der letztere und der obere Theil des ersteren in dasselbe Niveau.

M. Lagna, M. Clapsavon, M. Rancolin, M. Priva und M. Tinizza. Vom Ostfusse des Tiersine zieht sich in südwestlicher Richtung bis zum Nordfusse des M. Cimacuta südlich bei Forni di sopra eine Verwerfungslinie hin, welche die Tagliamento-Kniefalte quer durchbricht, und deren südöstlicher Rand abgesunken ist. Dadurch kommen die Schlerndolomit- und Raibler Schichten, die von M. Lagna ab westwärts fallen, gegen die süd- und südwestlich geneigten Wengener Schichten und Schlerndolomit der Simone-Crodon-Masse zu stossen.

Gleichzeitig beginnt am Südfusse des Crodon die Sprengung und Verwerfung des oberen Knies der Flexur. Die Werfener Schiefer des Sauris-Thales dringen dadurch bis Tragonia vor und kommen mit dem Schlerndolomit des Crodon und fast mit dem des Lagna in Berührung, während der über ihnen folgende Muschelkalk SW.-fallend am westfallenden Schlerndolomit des Lagna und bei Chiansevei an der NW.-Abdachung des Clapsavon-Riffes abstossen. Der weitere Verlauf der Sprengungslinie ist ein eigenthümlicher. Um den M. Priva dringt die Sauriser Werfener Masse tief buchtförmig bis Preson und Tintino ein. Westlich von Clapsavon liegen auf ihr noch der wenig mächtig entwickelte untere und der im unteren Theil deutlich geschichtete obere

Fig. 7.



d = Werfener Schichten,
e = Unterer Muschelkalk,
f^1 = Geschichteter Kalk und Dolomit des oberen Muschelkalkes,
f = Ungeschichteter Kalk und Dolomit des oberen Muschelkalkes,
h = Wengener Schichten,
i = Schlerndolomit,
k = Raibler Schichten.

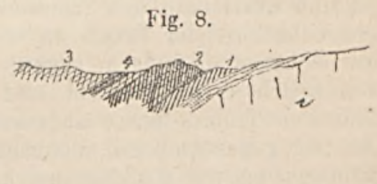
Muschelkalk. Sie stossen in der Chiaranda-Schlucht SW.-fallend deutlich an einer NW.-SE.-gerichteten Verwerfungslinie an dem Schlerndolomit, welcher den Südtheil des Rancolin zusammensetzt, ab, während sie bei Geviada am Nordostfusse des Clapsavon nach Westen geneigt sind. Obwohl ich die obere Marodia-Schlucht nicht begangen habe, so dürfte dennoch die auf der Karte angegebene Verwerfungslinie zwischen M. Bivera und M. Rancolin der Natur der Sprengungslinie, die sich in einem spitzen Winkel um das isolirte Clapsavon-Riff zu schmiegen scheint, einigermaassen entsprechen. Bei Preson nimmt die Bruchlinie die Richtung von E10°N an und verläuft bis in die Gegend von Tintino. Die Werfener Schichten sind durchwegs — offenbar wegen der Schleppung durch das abgesunkene untere Knie der Flexur — nach Süd geneigt, zum Theil sehr steil, ja bis zur Ueberkippung wie nördlich bei Nauroni. Sie tragen über sich noch am Westgehänge des M. Tinizza den Muschelkalk und die Buchensteiner Schichten wie dies Gerölle von Pietra verde bei Tintino beweisen. Bezüglich ihrer Entwickelung ist ein röthlich hellgrauer, sandiger Kalk, reich an guterhaltenen Zweischalern, namentlich an Gervillien, bei Preson und schöne Wellenflächen in dem mächtig entwickelten rothen, glimmerigen Schiefer auf dem Uebergang von Preson nach Geviada bemerkenswerth. Ueber den unteren Muschelkalk kann ich leider nur wenig angeben. In der Chiaranda-Schlucht habe ich als Gerölle desselben einen röthlich lichtgrauen, sandig verwitternden dichten Kalk mit Zweischalerdurchschnitten und Crinoiden-Stielgliedern (Encrinus und Pentacrinus) beobachtet. Am M. Cervia, zwar etwas oberhalb von der Alp Montovo an dem Ursprung des Rio Cleveno ist der stark gestörte untere Muschelkalk als ein Complex von ebenfalls rothem Kalk, rothem und dunkelgrauem Schieferthon und dunkelgrauem dichtem Kalk entwickelt. Am Westabhange des Tinizza, zwar nordöstlich von Montovo beobachtete ich über dem hier geringmächtigen dunkelgrauen Kalk an der Grenze gegen den oberen Muschelkalk, dessen dolomitischer Kalk theilweise zellendolomitisch entwickelt ist, eine innige Wechsellagerung von Mergelschiefer und weissem Kalk, welche noch in den Bereich des unteren Muschelkalkes gehören dürfte. Indess lässt meine Beobachtung an dieser Localität, überhaupt in der Umgegend von Tintino Vieles zu wünschen übrig, da meine zweimal hierher unternommenen Touren durch Regen und Nebel verleidet wurden.

Längs der ganzen Bruchlinie am oberen Knie der Tagliamento-Flexur grenzt, ausgenommen am Sattel zwischen Clapsavon und Lagna, ausschliesslich der Schlerndolomit südlich gegen die Sauriser Masse an. Der Schlerndolomit, der sich vom M. Lagna, die Raibler Schichten der Thalsohle des Tagliamento bei Forni di sopra und — di sotto unterlagernd, bis in die Gegend von Ampezzo zieht, trägt an seiner deutlichen Schichtung, welche besonders an der Grenze gegen die Raibler Schichten durch verschiedene Färbung einzelner Kalkbänke klarer hervortritt, den Kniefalten-Bau in hohem Maasse zur Schau. Sein Fallen ist am M. Lagna südlich, bei Forni di sopra südwestlich und geht am Südgehänge des Rancolin ins südliche über, welches bis zum Abbruch der Flexur am Torrente Lumiei bei Ampezzo besteht.

Im Rio Agozza und Rio Marodia treten zwischen Clapsavon, Rancolin und Lagna mit seinem südlichen Ausläufer die Wengener Mergel, Kalke und Sandsteine zum Vorschein. Der M. Clapsavon bietet ein ausgezeichnetes Beispiel eines Dolomitriffes dar, dessen lehrreiche Verhältnisse auf einer kurzen Tour von Herrn Oberbergrath E. von Mojsisovics studirt wurden (Verhandlungen d. g. R.-A. 1880, p. 221). Darf ich mich der eigenen Worte des hochverehrten Forschers bedienen, so „bildet der M. Clapsavon ein mächtiges, aber wie es scheint, räumlich sehr begrenztes Riff, dessen Riffböschung auf den drei von uns gesehenen Seiten (S.-, W.- und N.-Seite) noch deutlich erhalten ist." Auf der Ost- und Nord-Seite stösst es längs jener gekrümmten Verwerfungslinie gegen den oberen Muschelkalk der Sauriser Masse. „Wir sehen", sagt von Mojsisovics, „typische, vom Riff wegfallende, mit der Böschungsfläche parallele Uebergussschichtung auf der Westseite gegen den Rio Agozza und auf der Nordseite gegen Chiansevei. Verschiedene grössere und kleinere Ausläufer der Wengener Sandstein-Facies greifen auf der Süd- und Westseite auf die Böschungsfläche des Riffes hinauf, so dass, wie am Plattkofel und Schlern, der Riffkalk die Wengener Sandsteine zu unterteufen scheint. Der M. Lagna und der M. Crodon[1]) sind dagegen in das heteropische Sandsteingebiet übergreifende mächtige Ausläufer des Clapsavon-Riffs. Am M. Lagna sieht man in vortrefflichem Aufschlusse in einander greifende Zungen der Riff- und Sandstein-Facies. — Alle die verschiedenartigen Gesteine, welche in Südtirol an der heteropischen Grenze auftreten, finden sich hier wieder. In den Wengener Sandsteinen, welche dem Clapsavon-Riff angelagert sind, trafen wir oberhalb der Malga im Rio Agozza *Daonella Lommeli*. Der rothe Cephalopodenkalk des Clapsavon bildet nur die drei obersten Bänke der Uebergussschichten am Sattel zwischen Clapsavon und Lagna. Die auf die Böschungsfläche übergreifenden Wengener Sandsteine überlagern diesen rothen von Tuffschmitzen durchzogenen Kalk. — Die Hauptmasse des Riffes wird aus lichtem, korallenreichem Dolomit und Kalk gebildet."

Den Aufschluss ineinandergreifender Zungen der Riff- und Sandstein-Facies am M. Lagna habe ich leider übersehen. Sonst bin ich in der Lage, diese Angaben von v. Mojsisovics vollkommen zu bestätigen. Beistehende Profile von denen das obere das heteropische Verhältniss auf dem Sattel zwischen Lagna und Clapsavon, und das untere dasjenige etwas unter dem Sattel und oberhalb der Malga darstellt, mögen zur Ergänzung derselben dienen. Es bedeuten:

Fig. 8.





1. Ammonitenkalk,
2. Tuffgestein (dunkelbläulich grauer, sehr zersetzter Augitporphyrtuff),
3. Wengener Sandstein und Mergel,
4. Kalk mit Holopellen und Korallen,
5. grauer Mergelkalk mit Riffkalk-Geröllen.

[1]) Der M. Crodon liegt, wie oben dargestellt, jenseits des Querbruches der Flexur westlich vom M. Lagna.

Der Südtheil des Rancolin ist ein Ausläufer des Clapsavon-Riffes. Bei Preson und im Rio Chiaranda sieht man an der Schichtung des Schlerndolomits, wie sich die Masse, thalwärts immer steileres Südfallen annehmend, von der Höhe herabsenkt. In der Schlucht des Torrente Auza bei Forni di sotto sind Wengener Sandsteine, Tuffe und Mergel mit *Daonella Lommeli* in gestörter Schichtstellung aufgebrochen. Dieselben scheinen bei Nauroni in den Riffkalk überzugreifen. Auf dem Wege von Nauroni nach Forni di sotto hinab beobachtet man an dieser heteropischen Grenze einen rothen Kalk, der petrographisch ganz dem Cephalopodenkalk am Clapsavon und Vetta Ugoi ähnelt. Derselbe ist mit dem hellen Riffkalk innig verknüpft und stellenweise voll von Encrinus-Stielgliedern. Ammoniten habe ich in demselben nicht aufgefunden.

M. Tinizza, M. Nauleni und M. Sesilis. Oestlich von Nauroni schwillt der südfallende Riffkalk zu der mächtigen Masse des Tinizza, Nauleni und Sesilis an, die das östliche Ende der Tagliamento-Flexur bildet. Vom Osttheile des erstgenannten Berges bis zum Torrente Lumiei ist das Fallen des Schlerndolomits an der südlichen Gebirgslehne ein südöstliches, während sich auf der NW.-Seite der beiden letztgenannten die Schlerndolomitschichten flach nordwestlich neigen und, nördlich bis gegen Maina und Latteis hin vorspringend, sich an dem nordfallenden Grödner Sandstein, den Bellerophon- und Werfener Schichten des Sauris-Thals abbrechen. Am Rio Storto, südlich bei Maina, enthält der Schlerndolomit, dessen Schichtung hier durch graue und weisse Färbung scharf hervortritt, kleine unregelmässige Einlagerungen von Eisenoolith. Ueberhaupt scheint der obere geschichtete Theil desselben gern durch Eisengehalt ausgezeichnet zu sein, wie es an manchen Stellen des rechten Tagliamento-Gehänges beobachtbare eisenschüssige Bänke beweisen. Unterhalb M. Pura liegen auf dem Wege nach Maina hinab viele Gerölle des Wengener Sandsteins auf dem weichen Waldboden zerstreut, was auf das Anstehende dieses Gesteines hinweist. Bei der Alp M. Pura sieht man grüne und rothe Sandsteine SSW.-fallend am Schlerndolomit des Tinizza abstossen und auf dem Wege von hier nach Tintino rothe Sandsteine und darüber Gyps und Mergel, wie es scheint, gleichfalls an derselben Masse sich abbrechen. Diese Schichten gehören wahrscheinlich dem Raibler Niveau an und überlagern den Schlerndolomit am Rio Storto. Demnach muss ein unbedeutender Bruch in der Richtung M. Pura-Tintino verlaufen, an welchem die flach gegen das Sauris-Thal geneigte nordwestliche Gebirgslehne des Nauleni und Sesilis gegenüber der S.- und SSE.-fallenden Tinizza-Masse abgesunken ist. Etwas unterhalb M. Pura, am Abstieg gegen Ampezzo, beobachtet man mitten im Schlerndolomit eine Einlagerung von dunklem geschichtetem Kalk (p. 170).

Thalsohle des Tagliamento bei Forni di sopra und di sotto und M. Ciancul. Der Complex der Raibler Schichten setzt bei Forni di sopra und di sotto, den Schlerndolomit überlagernd, die Thalsohle des Tagliamento zusammen und zieht sich durch den Sattel zwischen Tinizza und Nauroni einerseits und dem auf das linke Tagliamento-Ufer vorspringenden Hauptdolomit des M. Ciancul und M.

Pelois andererseits hindurch. Sein Streichen und Fallen stimmt ganz mit dem des Schlerndolomits überein. Das Fallen ist durchwegs ein steiles, stellenweise sind die Schichten überkippt, wie in der Gegend des Rio Marodia. Die Schichtfolge setzt sich, wie bereits in der stratigraphischen Uebersicht dargestellt, zusammen (pag. 160). Bei Forni di sopra gewährt der Ausgang des Rio Tolina einen guten Aufschluss derselben. Ueber dem Riffkalk des M. Lagna, der vom Gebirge ab steil nach SW. fällt, baut sich:

1. Schwarzer oolithischer Kalk mit runzeliger Schichtfläche, circa 5 Meter.

2. Bläulich schwarzer Thon, 4—5 Meter.

3. Dünne Einlagerung von dunklem dichten Kalk mit Eisenkiesconcretionen.

4. Rother, Sandstein, mit Quarz und Porphyrgeröllen, hirse- bis feinkörnig, bankweise grün gefärbt, mit discordanter Parallelstructur, ca. 10 Meter.

5. Eisenschüssiger, sandiger Mergel, geringmächtig.

6. Gelblichsandig verwitternder, dunkler Kalk, mit ? *Trigonodus problematicus Klip., Myophoria Kefersteini Münst., Gervillia cf. bipartita Mer.*, 3—4 Meter.

7. Dunkelgrauer, bituminöser, dickbankiger Kalk, 7—8 Meter.

8. Mergel-Einlagerung mit kleinen Gervillien, Cardinien und Cideritenstacheln; wahrscheinlich hierin kleine ausgewitterte Megalodonten-Steinkerne, die auf der Schuttbalde zerstreut liegen, geringmächtig.

9. Mergelthon-Einlagerung mit kohligen Pflanzenresten, geringmächtig.

10. Graulich-weisser drusiger, dickbankiger, etwas dolomitischer Kalk mit runzeliger Schichtfläche, geringmächtig.

11. Rother Sandstein wie 4, sehr mächtig.

12. Dunkelgrauer dickbankiger Kalk, circa 10 Meter.

13. Gyps und Mergel, sehr mächtig.

Nirgends anders als bei Forni di sopra habe ich einen gleich vollkommenen Aufschluss der Raibler-Schichten beobachten können. Die weiche Beschaffenheit derselben bedingt ihre leichte Verschüttung. Dunkle Kalke mit *Myophoria Kefersteini* stehen, wie schon F. von Hauer in seinem „Beitrag zur Kenntniss der Raibler-Schichten“ (Sitzungber. d. Wiener Akad. XXIV, Bd. 1857) anführt, bei Andrazza und am Fusse des Tinizza an, ferner am Rio Marodia, nördlich bei Forni di sotto, bei S. Lorenzo. Die Sandsteine sind am Rio Marodia, bei Forni di sotto, am Südfusse des Tinizza und westlich bei Ampezzo entblösst. Gyps und Mergel sind am Nordfusse des Cimacuta bei Forni di sopra, westlich bei Forni di sotto beobachtet worden, während die trichterförmigen Vertiefungen am Nordfusse des Pelois und Ciancul ihr Vorhandensein verrathen, und die höckerige Terrainform bei Priuso sie als das directe Liegende des Hauptdolomits erkennen lässt.

Der Hauptdolomit des M. Pelois und M. Ciancul bildet eine sehr gepresste ostwestlich streichende Synklinale, die am N.- und NW.-

hänge des Ciancul, wie ich es von der Gegend bei Forni di sopra sehen konnte, etwas abgestürzt ist. Der Nordflügel ist nach Süd steil bis zur theilweisen Ueberkippung geneigt, während der Gegenflügel flacher gelagert ist. Das Gestein ist ein durchwegs stinkender, dunkel- oder lichtgefärbter Dolomit, in dem ich am SW.-Abhange des Ciancul eine dünne Kohlen- und viele Hornstein-Einlagerungen beobachtete.

M. Veltri. Dem Schlerndolomit des Sesilis und Nauleni, dem östlichen Ende der Tagliamento-Flexur, stösst östlich die im ganzen nach NW. geneigte Masse des M. Veltri an, welche sich nördlich von den Bellerophon-Schichten des T. Chialada und den Werfener Schiefern des Pizzo Maggiore durch einen scharfen Bruch trennt. Unter ihr taucht bei Voltois, bis Feltrone reichend, der Grödner Sandstein, der bei Oltris von den Bellerophon-Schichten überlagert wird. Von dem unregelmässig stockförmigen Auftreten von Gyps und Rauchwacke in diesem letzterwähnten Complex kann man sich hier in ausgezeichneter Weise überzeugen. Bei Oltris und unterhalb Voltois sind Gyps und Rauchwacke so mächtig entwickelt, dass die anderen Absätze gegen sie stark zurücktreten, während nördlich bei Voltois das umgekehrte Verhältniss herrscht. Hier sieht man die Bellerophon-Schichten nach einer scharfen Grenze gegen den Grödner Sandstein sich, wie folgt, aufbauen:

1. Dunkelgrauer zäher Kalk, geadert mit einer dünnen Zwischenlage von mergeligem Kalkschiefer, 5 Meter.

2. Dunkelgrauer Kalk, reich an Fossildurchschnitten, 2 Meter.

3. Grauer, kieseliger, dichter Kalk mit Ostracoden, einige schwarze Hornsteinlagen, 2 Meter.

4. Gelber, sandiger Mergel, geringmächtig.

5. Dunkelgrauer, geaderter Kalk, ziemlich mächtig.

6. Schwarzer, streifig verwitternder, schiefrig spaltender, bituminöser Mergel, mächtig.

Ueber 6 stehen nach einem geringen verdeckten Zwischenraum die rothen Werfener Schiefer. Diese sieht man sich von der Nauleni-Masse sehr scharf durch einem Bruch abgrenzen. Am Aufstieg auf den M. Veltri beobachtet man nördlich vom M. Nolia über dem rothen Werfener Schiefer einen bläulichdunklen Kalk mit gelber, scharf abgegrenzter Verwitterungsrinde, der im Ganzen dicht, im mittleren Theile aber zuckerkörnig entwickelt ist und im unteren Theile zahlreiche Zweischalerdurchschnitte enthält. Da nach oben der obere Muschelkalk folgt, so muss dieser Kalk dem unteren Muschelkalk angehören. Eigenthümlich ist es, dass er in der Lumiei-Schlucht auf dem Wege von Ampezzo nach Latteis nicht mehr ansteht, und dass hier über dem nordfallenden rothen Werfener Schiefer unmittelbar heller und etwas graulich weisser Kalk mit Diploporen und Zellenkalk liegen. Sollte auch hier wieder, wie am Ostgehänge des M. Tuglia und am M. Talm der untere Muschelkalk durch die Riff-Facies vertreten sein? Am Südgehänge des Veltri sieht man über dem oberen Muschelkalk des M. Zompia sich unmittelbar den Schlerndolomit aufbauen. Da sich aber gegen denselben am SE.-Abhange Buchensteiner splitterige, kieselige

Mergelschiefer und Kalke mit Pietra verde und Wengener Sandsteine und Mergel anlagern, so bietet der M. Veltri ein lehrreiches Beispiel eines Riffes, dessen langandauernde Bildung wahrscheinlich in die Zeit des unteren Muschelkalkes zurückreicht. Am W.-Gehänge des M. Sesilis fand ich Buchensteiner Bänderkalke und Pietra verde, wahrscheinlich einen Rest der früher bestandenen grösseren Anlagerung. Der Zusammenhang diese mit derjenigen am SE.-Abhange dürfte auf der südlich am Fusse des Veltri vorspringenden Terrasse des oberen Muschelkalkes stattgehabt haben.

M. Nolia, Gegend von Socchieve und Raveo. Das vieldurchfurchte Terrain der Umgegend von Socchieve, Enemonzo und Raveo wird von Gyps und Mergel der Raibler Schichten zusammengesetzt, die sich an diejenigen bei Ampezzo anschliessen. Unter ihnen taucht nordöstlich bei Voltois der Schlerndolomit des M. Nolia und M. Pacca auf. Derselbe ist im Ganzen nach NE. geneigt und wird von einem dunkelgrauen oder dunkelröthlich grauen Kalk mit dicken Zweischalerdurchschnitten und schlecht erhaltenen Gasteropoden unterlagert, der auf der Karte als Wengener ausgeschieden wurde, und der vielleicht dem Cassianer Niveau entsprechen dürfte (pag. 159). Der letztere fällt wie der Schlerndolomit des M. Nolia im Ganzen nach NE., erfährt aber nördlich bei Voltois eine scharfe Biegung an der Grenze gegen den Grödner Sandstein und ist steil gegen W. geneigt. Die Raibler Schichten, denen der südlich bei Pani schlecht entblösste rothe Sandstein zugehört, werden bei Raveo vom Hauptdolomit überlagert. Zwar bilden hier Gyps und Mergel das unmittelbare Liegende des Hauptdolomits der, als ein heller Stinkdolomit entwickelt, mit nordöstlichen Fallen ins Degano-Thal hinabtaucht, und nur an der Grenze gegen die Werfener Schiefer, westlich bei Pani, nach E. geneigt ist.

Nördlich bei Raveo ist eine abgesunkene, nach N. geneigte Scholle. Sie reicht bis zum Rio Miozza bei Mione und besteht aus den Wengener Schichten, dem Schlerndolomit und den Raibler Schichten. Vom linken Degano-Ufer kann man sehr gut beobachten, wie in der Schlucht des Rio Romesons, nördlich bei Raveo, die Wengener Sandsteine und Mergel am Hauptdolomit abstossen. Die Raibler Schichten sind wie am Tagliamento entwickelt. In ihnen ist das Kohlenlager, welches bei Ovaro abgebaut wird. Das Wesen dieser Scholle kann besser im Zusammenhang mit der Arvenis-Masse dargestellt werden, die jenseits des Degano und ausserhalb unseres Kartengebietes liegt.

Schluss.

Wir sind jetzt am Schlusse unserer, wie ich mir wohl bewusst bin, allzu lückenhaften Betrachtung der Geologie des Comelico und der westlichen Carnia angelangt. Blicken wir auf die Schichten-Entwicklung zurück, so schloss sie sich innig an diejenige des westlich ausstossenden Gebietes. An dem permischen Sandstein, den Bellerophon-, den Werfener Schichten, dem unteren und oberen Muschelkalk, den Buchensteiner und den Wengener Schichten erkannten wir wesentlich den uns von dort her vertrauten Charakter. Wie dort, herrschte hier vom unteren

Muschelkalk bis zum Raibler Horizont eine reiche heteropische Fülle der Absätze.

Für die Erkenntniss der Riff-Verhältnisse tritt uns ausser dem gestörten Gebirgsbau das ausgedehnte Werfener Gebiet des Sauris-Thales überaus störend entgegen. Dennoch konnte Einiges, was uns von gewisser Bedeutung erscheint, mit Sicherheit erkannt werden. Eine scharfe heteropische Grenzlinie verlief während der Buchensteiner und Wengener Zeit von SW. nach NE. am SE.-Abhang des M. Terza piccola, M. Ferro und M. Rinaldo. Südöstlich von derselben lagerten sich damals die Buchensteiner Bänderkalke und die Wengener Sandstein- und Mergel-Facies ab; nordwestlich davon herrschte eine langandauernde Riff-Facies, die im oberen Muschelkalk-Niveau begann und wahrscheinlich die Fortsetzung derjenigen jenseits der Sexten-Padola-Furche darstellt. Wenn wir mit F. von Richthofen und E. von Mojsisovics die Dolomitriffe von Südtirol und der angrenzenden Gebiete als Gebilde der Korallenthätigkeit auffassen, eine Auffassung, die bis jetzt durch keine bessere ersetzt werden kann und die verschiedenartigsten Erscheinungen in unserem und dem Nachbargebiete in ihrer Verkettung zu erklären vermögen, so deutet diese ununterbrochen lang andauernde Riff-Facies in der Nähe des alten paläozoischen Gailthaler Gebirges auf die Nachbarschaft eines Festlandes oder auf eine Untiefe während ihrer Bildungszeit hin.

Isolirte Riffe, deren Bildung tief in die Trias zurückreicht, sind jenseits des Sauris-Thals der M. Veltri und M. Crodon; der M. Clapsavon, M. Tinizza, M. Nauleni und M. Sesilis würden sich wahrscheinlich als solche herausstellen, träte nicht unserer Erkenntniss die Kniefalte am rechten Tagliamento-Gehänge hemmend entgegen.

Eine Abweichung von dem westlichen Gebiete zeigte unser Gebirge in den Raibler Schichten im Tagliamento-Thal, welche uns durch die Entwickelung mächtiger rother Sandsteine an die Lombardei erinnerte.

Zwei Störungslinien treten mächtig eingreifend in den Gebirgsban unserer Gegend auf, die Villnösser und die Valsugana-Linie, die wir schon topographisch scharf ausgesprochen sehen. Ausserdem bedingt die Kniefalte des Tagliamento wesentlich den Charakter unseres südlichen Gebietstheiles. An dieser ist die Beugung der Streichrichtung am M. Rancolin eigenthümlich. Das Bemerkenswertheste jedoch an allen diesen tectonischen Linien ist ihr auffallender Parallelismus. Die Valsugana-Linie richtet sich von ihrem Eintritt in unser Gebiet bei Lorenzago an fast vollkommen parallel zur Villnösser Linie, mit der sie durch zwei Quersprünge, am Westfusse des M. Tudajo und im Val Frisone, verbunden ist; parallel zu diesen beiden Linien streicht im Süden die östliche Hälfte der Tagliamento-Flexur.

Ueberblicken wir die allgemeinsten tectonischen Züge unseres Gebirges, so will uns angesichts der Tagliamento-Flexur und des gegen Süd geneigten antiklinalen Baus der Gebirgsgruppen nördlich von der Valsugana-Linie und östlich vom Val Frisone, fast dünken, dass die erste Phase der Gebirgsbildung in der Senkung unseres Gebietes gegenüber dem nördlichen paläozoischen Gebirge mittels einer Reihe von

parallelen Kniefalten bestand, die in den späteren Phasen zersprengt, verworfen und verwischt wurden, und deren eine einzige am nördlichen Tagliamento-Gehänge noch erkennbar erhalten ist. Das vorherrschend südliche Fallen an der Grenze gegen das paläozoische Gebirge, die Schichtenabrutschung am M. Vas und die Biegung des westlichen Endes der Tagliamento-Flexur am M. Stinizoi scheinen günstig für diese Vermuthung zu sprechen.

Inhalt.

Funde von untercarbonischen Pflanzen der Schatzlarer Schichten am Nordrande der Centralkette in den nordöstlichen Alpen.

Von D. Stur.

(Vorgelegt in der Sitzung am 23. Jänner 1883.)

Am 20. Sept. 1881 schrieb mir Herr F. Jenull, Bergbeamter in St. Michael ob Leoben: „Gelegentlich meiner Excursionen behufs Erschürfung von Graphit in den Schiefergebilden zwischen Kaisersberg und Mautern kam ich auf fossile Pflanzen. Diese Thatsache veranlasst mich, vorliegende Zeilen an Sie zu richten und die Anfrage zu stellen: ob es im eigenen oder im Interesse der k. k. geologischen Reichs-Anstalt liegt, einige Handstücke von benannntem Vorkommen zu erwerben.

„Ohne vorgreifen zu wollen, glaube ich Reste von *Calamiten*, *Lepidodendren*, *Sigillarien* und anderen Pflanzenresten entdeckt zu haben".

Mit diesen freundlichen Zeilen des Herrn Bergbeamten Jenull wurde eine Untersuchung eingeleitet, deren Resultat im Nachfolgenden erörtert wird. Es versteht sich von selbst, dass der thatsächlich gemachte Fund und die freundliche uneigennützige Mittheilung desselben an unsere Anstalt, die Grundlage des Nachfolgenden bilden. Daher möge hier vor Allem das wirkliche Verdienst des Herrn Jenull um den hochwichtigen Fund eine entsprechende Würdigung finden und hier gleich Anfangs ihm unser herzlichster Dank dargebracht sein.

Da die betreffende Pflanzen-Sammlung erst am 24. Oct. 1881 an unsere Anstalt anlangte, war es nicht mehr möglich, vor dem Eintritte des Winters das neue Vorkommen an Ort und Stelle kennen zu lernen.

Im Sommer 1882 erst, und zwar Ende August, nahm ich Gelegenheit, nach St. Michael zu reisen. Die Witterungsverhältnisse des in dieser Hinsicht berüchtigten Sommers erlaubten nicht mehr als die nöthigste Begehung der mir aus früheren Jahren bekannten Gegend, in Begleitung des Herrn Jenull, auszuführen. Es ist daher selbstverständlich, dass eine neue, dem gegenwärtigen Standpunkte der Kenntnisse entsprechende kartographische Aufnahme der betreffenden Gegend, in welcher die neueren Aufschlüsse des Bergbaues und die

aus älterer Zeit stammenden Resultate der geologischen Uebersichtsaufnahme in Einklang gebracht worden wären, nicht ausgeführt werden konnte. Was daher im Nachfolgenden erwartet werden kann ist: eine Skizzirung der Verhältnisse, unter welchen die von Herrn Jenull entdeckten Pflanzenfunde in die Erscheinung treten. Es mag genügen, wenn ich sage, dass die Resultate der geologischen Uebersichtsaufnahme die im Jahre 1856 im Auftrage des geogn.-mont. Vereines für Steiermark von dem damaligen Professor der Bergakademie Leoben, Albert Miller, durchgeführt wurde, die derselbe Verein in seinem fünften Berichte (1856) unter dem Titel: Bericht über die geogn. Erforschung der Umgegend von St. Michael und Kraubath in Ober-Steier publicirt hatte, im grossen Ganzen ein ganz entsprechendes Bild von der geologischen Beschaffenheit der betreffenden Gegend geben.

Aus dieser Publication ist es bekannt, dass unweit westlich vom Schlosse Kaisersberg, südöstlich bei St. Michael, ein gering belegter Graphit-Bergbau schon im Jahre 1855 betrieben worden war — „auf eine grössere putzenartige Ausscheidung von Graphit im Graphitschiefer“. Auf der betreffenden, im Manuscripte vorhandenen geologischen Karte, hat Prof. A. Miller mehrere Züge des Graphitschiefers ausgeschieden, und es war damals der liegendste und älteste darunter als graphitführend allein bekannt. Die Graphitschieferzüge, westöstlich streichend und nördlich einfallend, waren mit Glimmerschiefern, Chloritschiefern, körnigen Kalken und Thonglimmerschiefern vergesellschaftet, und bildeten mit diesen zusammen den nördlichsten Rand der Centralkette der Alpen im Wassergebiete der Liesing und der Mur bei Leoben.

Dieser Complex von krystallinischen Schiefern in einer Mächtigkeit von 3—4000 Metern lehnt mit ziemlich steiler Lage der Schichten an einem sehr ausgedehnten Gneissgebirgsstocke, dessen höchster Punkt, der Zinkenkogel, (Seckau N) 2398 Meter über der Meeresfläche erhoben ist.

Es besteht nun auch heute noch der Graphit-Bergbau im Graben, unweit vom Schlosse Kaisersberg, wie im Jahre 1855, und ist es zugleich derjenige, aus welchem gegenwärtig die Hauptmasse des gewonnenen Graphites geliefert wird.

Durch neuere Schurfarbeiten wurde jedoch eine weitere Ausdehnung des Graphites nicht nur in dem liegendsten oder ersten Graphitschieferzuge constatirt, sondern man hat mit zwei Stollen das Vorhandensein des Graphites auch in dem nächsten hangenderen, zweiten Graphitschieferzuge nachgewiesen.

Bei der Verfolgung dieser beiden Graphitschieferzüge dem Streichen nach im Westen gelangte man in das mit dem Schlossgraben parallel von NW in SO verlaufende, durch einen mässigen Gebirgsrücken davon getrennte Pressnitzthal und hat mit einem tiefer im Thale liegenden Stollen vorerst den ersten liegendsten Graphitschieferzug [1]) nachgewiesen.

Mit einem zweiten, für uns wichtigsten Stollen, der unmittelbar in der Thalsohle des südlicheren Armes der Pressnitz, und zwar SW

[1]) Im Pressnitzthale nächst Kraubath bestand nach bergbehördlichen Vormerkungen schon 1770 ein Graphitbau. A Miller in Tunners berg- und hüttenm. Jahrb. XIII, 1864, p. 226.

unterhalb der Alpe Wurm angeschlagen wurde, hat man den zweiten hangenderen Graphitschieferzug angefahren, und hier war es, wo Herr Jenull in dem herausgeförderten Graphitschiefer das Vorkommen der Pflanzenreste bemerkte.

Der beiliegende Durchschnitt möge die geologische Beschaffenheit der betreffenden Gegend erläutern. Die Durchschnittslinie zieht in fast gerader nördlicher Richtung vom Kraubath-Graben (Kraubath an der Mur NW) über das Kraubath-Eck zur Wurmalpe und von da über das Steineck östlich vorüber, nach Liesing in das Liesingthal (St. Michael ob Leoben NW).

Das Kraubath-Eck, 1472 Meter hoch, ist ein nach Osten sich senkender Ausläufer des schon erwähnten Zinkenkogels, und besteht derselbe aus Gneiss, dessen Schichten durchwegs nach Nord einfallen.

Am Nordgehänge des Kraubath-Ecks im Pressnitzgraben findet man an das ältere Gneissgebirge das nun folgende jüngere krystallinische Gebirge angelagert. Die erste liegendste Lage dieser jüngeren Schichtenreihe ist eine etwa 100 Meter mächtige Ablagerung von Phyllitgneiss, welchen Prof. A. Miller für einen Weissstein angesehen und in seinem damals bekannten ganzen Verlaufe richtig eingezeichnet hatte.

Auf dem Phyllitgneiss folgt der liegendste Graphitschieferzug. Dieser wird durch eine 50—100 Meter mächtige Lage eines Phyllitgneisses, der dem ersteren sehr ähnlich, jedoch dünner geschichtet und härter erscheint, daher auch für Quarzschiefer gehalten wurde, überlagert. Auf diesem zweiten Phyllitgneisse liegt der zweite Graphitschieferzug pflanzenführend.

Kraubath-Gr. 800 M.
Kraubath-Eck 1172 M.
1293 M.
Pressnitz 900 M. Fundort Wurmalpe
Pressnitz
Steineck 1296 M.
Lerchkogl 1158 M.
728 M.
Liesingthal bei Liesing 640 M.
Reiting

Der steile Rücken der Wurmalpe besteht nach A. Miller aus einem Glimmerschiefer, der durch grösseren Reichthum an Quarz zu-

weilen ein rauhes Aussehen gewinnt. Seiner ungleich schwereren Verwitterbarkeit entspricht das markirtere Terrain des Rückens.

Im nördlicheren Arme der Pressnitz folgen über diesem Glimmerschiefer mächtige Massen von Chloritschiefer, die von einem wenig mächtigen, aber von West nach Ost continuirlich weit verfolgbaren Zuge eines gelblichen, körnigen Kalkes bedeckt erscheinen, der unmittelbar südlich an der Kante des Steineckrückens verlauft.

Ueber dem Kalkzuge lagert der dritte von A. Miller verzeichnete Graphitschiefer, über welchem abermals ein Chloritschieferzug von nicht bedeutender Mächtigkeit, aber sehr ausgedehnter ostwestlicher Verbreitung bekannt ist, indem dieser die Nordgehänge des Steineckrückens bis in das Liesingthal zwischen Mautern und Traboch fast ausschliesslich bildet.

Auf diesem Chloritschiefer aufgesetzt, bemerkt man eine isolirte ziemlich ansehnliche Masse von Kalk, die den Lerchkogl bildet und fast bis ins Liesingthal hinabreicht. Am südöstlichen Fusse dieser Kalkmasse hat A. Miller einen nur hier vorhandenen Graphitschiefer beobachtet, der als der vierte hangendste Graphitschieferzug aufgefasst werden kann.

Den tiefsten Theil der südlichen Abhänge im Liesingthale selbst bildet der gewöhnliche Thonglimmerschiefer, der auch am nördlichen, rechten Gehänge mit nördlichem Einfallen auftritt und weiter nördlich, namentlich bei Mautern, von den unzweifelhaft silurischen Schiefern, und den ebenfalls silurische Peretfacte führenden Kalken der Eisenerzer Gegend, bei nördlichem Einfallen der Schichten überlagert wird.

Die im Stollen unterhalb der Wurmalpe von Herrn Jenull zusammengebrachte Sammlung von fossilen Pflanzen lehrt vorerst, dass die Platten aus einem stark abfärbenden Graphitschiefer bestehen, auf welchen die Pflanzen selbst, im Graphit versteint auflagern. Namentlich sind die Farnstengel, die einst mehr organische Masse enthielten, oft sehr dick im Graphit erhalten.

Obwohl die Graphitschieferplatten ganz voll sind von Pflanzenresten, ist die Flora des Fundortes nicht reich an Arten.

Sie enthält folgende Arten:

Calamites ramosus Artis.
Pecopteris Lonchitica Bgt.
„ *cf. Mantelli Bgt.*
Lepidodendron Phlegmaria St.
Sigillaria cf. Horovskyi Stur.

Die Arten sind in hinreichend guter Erhaltung vorhanden, so dass die obigen Bestimmungen als möglichst richtig und gesichert erscheinen. Darunter ist *Calamites ramosus* in zahlreichen Stücken vorhanden; *Pecopteris Lonchitica Bgt.* ist in einem besseren Stücke, ausserdem in zahlreichen auf den Platten herumliegenden kleineren Bruchstücken vorhanden. Alle stimmen recht gut mit den, ausser den Alpen, nur in den Schatzlarer Schichten auftretenden gleichnamigen Arten, so dass mir nach dem vorliegenden Material kein Zweifel darüber übrig bleiben kann, dass uns in dem Graphit-

schiefer der Wurmalpe bei Kaisersberg ein Repräsentant der Schatzlarer Schichten im Alpengebiete vorliegt.

Dieses Resultat, zu welchem uns der Fund des Herrn Jenull führt, ist jedenfalls höchst überraschend. Wir sehen zwischen dem Gneissgebirge des Zinkenkogls im Süden und dem unzweifelhaft silurischen Kalk- und Schiefergebirge von Eisenerz im Norden, einen am Nordrande der Centralkette der Alpen in Steiermark westöstlich verlaufenden, an Chloritschiefern, Graphitschiefern, Thonglimmerschiefern, körnigen Kalken und Phyllitgneissen reichen Gebirgszug eingeschaltet, den wir nach den in ihm vorgefundenen Pflanzenresten für Schatzlarer Schichten erklären, also für die älteste Schichtenreihe des Carbons hinnehmen müssen.

Um die Wichtigkeit des an der Wurmalpe gemachten Fundes von fossilen Pflanzen besser hervorheben zu können, bin ich genöthigt, in den angrenzenden Alpengegenden eine geologische Umschau zu halten, wobei ich mich gerne auf das Gebiet der Centralkette der Alpen beschränken will.

In meiner Geologie der Steiermark war ich bemüht, den Aufbau des östlichen Endes der Centralkette der Alpen möglichst darzustellen. (D. Stur: Geologie der Steiermark. Graz, 1871, p. 25—86 und Tafel I mit 6 Durchschnitten.)

Nach diesen Ausführungen besteht die Centralkette der Alpen innerhalb der Steiermark aus zweierlei Schichtenreihen, die durchwegs krystallinische Gesteinsarten enthalten.

Die eine Schichtenreihe, mit Gesteinen, wie: Granit, Gneiss, Hornblendeschiefer, Eklogit, körniger Kalk, Glimmerschiefer und Serpentin, die mit den gleichnamigen Gesteinen des böhmischen Massivs gleichartig sind, bildet in der Centralkette der Alpen in der Steiermark die Hauptmasse des Gebirges, die ausgedehntesten und höchsten Gebirgszüge, kurz das Hauptskelett des Terrains.

Die zweite Schichtenreihe hauptsächlich aus Thonglimmerschiefern und Chloritschiefern, dann den diesen untergeordneten oft in ausgedehnten Zügen, oder mächtigen Massen auftretenden körnigen oder dichten Kalken und Dolomiten bestehend, erfüllt die muldenförmigen Vertiefungen, die die Gebirgmassen der älteren Schichtenreihe zwischen sich gelassen haben.

Aus dem Umstande, dass die erstere Schichtenreihe allenthalben sowohl die höchsten als tiefstgelegenen sichtbaren Punkte des Terrains einnimmt, die zweite auf den Gesteinen der ersten Reihe überall theils als angelagert, theils als aufgelagert beobachtet wird, überdies oft deutliche muldige Schichtenlagen bemerken lässt, folgert man unmittelbar: dass die erstere die ältere, die zweite Schichtenreihe dagegen die jüngere sein müsse.

An angegebener Stelle ist die Uebersicht der Verbreitung der jüngeren Schichtenreihe ganz ausführlich erörtert.

Die südlichste muldenförmige Masse der jüngeren Schichtenreihe in Steiermark liegt zwischen Murau und Ober-Wölz und ist dieselbe in der dortigen Niederung des Terrains von Ranten über Neumarkt weit nach Kärnten bis Friesach ausgedehnt.

Eine zweite ganz ähnliche von NW. in SO. gedehnte Masse der jüngeren Schichtenreihe erfüllt die Niederung von Brettstein über Zeyring nach Judenburg und Weisskirchen.

Die wichtigste und ausgedehnteste zugleich, die nördlichste Masse der jüngeren Schichtenreihe, bildet einen langen und breiten Zug, dessen Verlauf am Nordrande der Centralkette mit der Zickzacklinie, also der Niederung der oberen Enns (von Schladming bis Lietzen), der Palten (von Lietzen bis Gaishorn), der Liesing (von Wald über Liesing bis St. Michael), der Mur (von Leoben bis Bruck) und der Mürz (Bruck-Semmering-Payerbach) zusammenfällt.

Von einer weiteren ähnlichen Masse jüngerer Schiefer, Conglomerate, Sandsteine und Kalke, die südlich von den eben erwähnten, an der Südwestgrenze der Steiermark auf der Stangalpe und am Eisenhut beginnend, in Kärnten südlich bis an die Gurk ausgedehnt, sich auf der älteren krystallinischen Schichtenreihe muldig aufgelagert findet, war es früher schon gelungen festzustellen, dass dieselbe unzweifelhaft dem Carbon angehöre, da die auf der Stangalpe in Schiefern und Sandsteinen abgelagerten zahlreichen Pflanzenreste eine solche Feststellung des Alters ermöglicht hatten.

Heute bei fortgeschrittener Kenntniss der Gliederung des Culm und Carbons lässt sich diese Feststellung noch weiter präcisiren. Die Flora der Stangalpe ist nach den heute vorliegenden Daten (und nach Weglassung der älteren unrichtigen Angaben) eine der jüngsten Carbon-Floren und mit Wettin, Rossitz und Kounova ausser den Alpen, mit Petit-Coeur und Colombe [1]) in den Alpen zu vergleichen.

Hiernach gehört die Schichtenreihe der Stangalpe, also dem Ober-Carbon an.

Für die Schichtenreihen der Thonglimmerschiefergebilde zwischen Murau und Ober-Wölz, dann für die von Zeyring und Judenburg gibt es auch heute noch keinerlei Daten, die das Alter derselben festzustellen erlauben würden. Es steht nur die Thatsache fest, dass sie jünger seien, als die älteren krystallinischen Gesteine.

Für den nördlichsten Zug der Thonglimmerschiefergebilde war zur Zeit als ich die Revision der geologischen Karte der Steiermark unternahm, nur der einzige Anhaltspunkt vorhanden, dass man an der Grenze gegen das silurische Gebirge, die Thonglimmerschiefergebilde, bei durchwegs anhaltendem nördlichen Einfallen der Schichten von den silurischen Gesteinen überlagert sah, woraus man schliessen konnte, dass die Thonglimmerschiefergebilde älter als das Silur seien.

Dieser Standpunkt unserer Kenntniss musste natürlich so lange festgehalten werden, bis wir auf sichererer Grundlage, als eben die Lagerung und Schichtenstellung ist, einen Schritt nach vorwärts zu machen in die Lage gekommen sind.

Der von Herrn Jenull gemachte Fund von Pflanzenresten in den Graphitschiefern der Wurmalpe ist eine solche eben gewonnene sichere Grundlage, auf welcher basirend nun das Alter der Thonglimmerschiefergebilde des nördlichsten, den Nordrand der Centralkette der Alpen bezeichnenden Zuges der jüngeren krystallinischen Schichten-

[1]) Heer: Fl. foss. Helvetiae. 1. Lief. 1878, pag. 1 u. f.

reihe ohne Weiteres gewagt werden darf. Nach diesen Pflanzenfunden, sind aber die krystallinischen Schichtgesteine am Nordrande der Centralkette, als Vertreter der ausseralpinen Schatzlarer Schichten, von Unter-Carbonischem Alter.

Es wird nicht ohne Interesse sein, vorerst auf den wichtigsten Bestandtheil des nördlichsten Thonglimmerschieferzuges näher einzugehen und das Vorkommen des Graphites und des Graphitschiefers, die ja an der Wurmalpe die Pflanzenreste geliefert haben, in diesem Zuge etwas näher zu präcisiren.

Nach den Einzeichnungen des Herrn Jenull auf einer uns mitgetheilten Karte, sind vorerst die beiden liegenderen Graphit führenden Graphitschieferzüge, von Kaisersberg an, westlich zur Muralpe und von da über den Rücken der Pressnitzalpe, durch die obersten Theile der nach der Liesing abfallenden Gräben bis Mautern hinab aufgeschürft. Bei Mautern und Liesingau, treten beide Graphitschieferzüge auf das linke Gehänge der Liesing hinüber, und sind da in einer nordwestlich streichenden Richtung, als Begleiter des schmalen von Mautern nach Kalwang hinziehenden Kalkzuges bekannt. Auch der dritte von A. Miller am Lerchkogel angedeutete Graphitschieferzug verläuft continuirlich bis an den Langen-Teichengraben bei Mautern nördlich. Diese bekannte Erstreckung der drei Graphitschieferzüge beträgt also an 24 Kilometer Länge.

Im weiteren westlichen Verlaufe der Thonglimmerschiefergebilde, ist Graphit und Graphitschiefer vorerst bei Wald und zwar in 4 Flötzen im Graben nördlich im Hangenden des dortigen Kalkes bekannt.

Dann folgt bei Dietmannsdorf, am Fusse des nördlichen Gehänges des Paltenthales, ein von A. Miller bekanntgegebenes Vorkommen von Graphit oder Anthracit. [1])

Südlich der Palten bei St. Lorenzen [2]) beobachtete Herr K. M. Paul sieben übereinander folgende Lager, die westnördlich streichen und nordöstlich einfallen.

Hieraus entnimmt man, dass der am Nordrande der Centralkette verlaufende Zug der Thonglimmerschiefergebilde auf der Strecke von St. Michael bis Rottenmann, also auf eine Längenausdehnung von mindestens 50—60 Kilometer in West denselben Charakter behält, nämlich Graphitschieferzüge mit Graphit-Einlagerungen enthält.

Gegen Osten hin lässt sich der Schichtencomplex der Wurmalpe von Kaisersberg und St. Michael, über Leoben, südlich der Mur bis an den Bahnhof in Bruck a. d. M., Dank den Untersuchungen des Herrn Ferd. Seeland mit voller Sicherheit verfolgen. Seeland hat

[1]) H. Wolf: Ueber den steierischen Graphit. Verh. d. k. k. geolog. R.-A. 1871, p. 115. — P. v. Mertens: Analyse eines Anthracites aus Dietmannsdorf in Steiermark. Verh. 1872, p. 185. — Hier handelt es sich nicht darum ob Graphit oder Anthracit; aber zu bemerken ist es nöthig, dass dieses Mineral von Dietmannsdorf „nach physikalischen Eigenschaften als ein Graphit zu bezeichnen sei" und erst durch wiederholte chem. Analyse der Nachweis erbracht werden konnte, das man es doch nur für Anthracit zu halten habe.

[2]) T. Stingl: Untersuchung eines Graphites aus Steiermark. Verh. d. k. k. geolog. R.-A. 1871, p. 48. — Prof. A. Bauer: Zur Kenntniss des steierischen Graphites. Verh. 1871, p. 114. — K. Paul: Das Graphit-Vorkommen im Palten-Thale bei Rottenmann. Verh. 1872, p. 169.

nämlich im Auftrage des geogn.-mont. Vereins für Steiermark, an die schon erörterte Aufnahme A. Miller's östlich anschliessend, die Gegend bis unmittelbar vor Bruck a. d. M. geologisch cartirt und hierüber einen Bericht über die geogn. Begehung der südöstlichen Umgebung von Leoben im Jahre 1853—54 (fünfter Ber. des geogn.-mont. Vereins für Steiermark, 1856, p. 77) veröffentlicht.

In der an unserer Anstalt vorliegenden betreffenden manuscriptlichen Karte, hat nun Seeland den für Granulit (p. 83) gehaltenen Phyllitgneiss im Liegenden der beiden Graphitschiefer an der Wurmalpe und bei Kaisersberg ganz besonders in's Auge gefasst und hat denselben in gleicher Lagerung und Mächtigkeit auf der ganzen Strecke von Leoben bis Bruck a. d. M., an dem älteren Gneissgebirge ruhend, ausgeschieden und hiermit den sichersten Anhaltspunkt zur Constatirung dessen gegeben: dass wir im Hangenden des Phyllitgneisses die vielfach vom Neogen der Mur-Niederung bedeckte Schichtenreihe der Wurmalpe bis Bruck a. d. M. vor uns haben.

An der Bahnstation Bruck a. d. M. zwischen Dimlach und Pischk stehen in der That die Graphitschiefer im Hangenden des granulitartigen Phyllitgneisses (Geologie der Steierm. p. 69) an.

Der Phyllitgneiss nimmt aber hier schon, in Folge anderer Terrainbeschaffenheit und besserer Entblössung, eine grössere Ausdehnung ein, auch seine Mächtigkeit ist hier bedeutend grösser geworden.

Bisher haben wir also die durch Graphitschiefer und Graphitvorkommnisse ausgezeichnete Schichtenreihe der Wurmalpe, von Rottenmann an, durch die Niederung der Palten und der Liesing bis St. Michael und von da nordöstlich durch die Niederung der Mur über Leoben bis Bruck a. d. M. ununterbrochen nachweisen können.

Durch die Niederung der Mürz, die vielfach von tertiären Braunkohle führenden Ablagerungen bedeckt erscheint, weiter in Nordost, also auf der Strecke Bruck a. d. M., Semmering, Payerbach, geben uns die älteren geologischen Aufnahmen nur unsichere Daten.

Nach Erwägung der vorliegenden Angaben, lässt sich Folgendes als wahrscheinlich richtig über diese Gegend vermuthen.

In der Niederung der Mürz, und zwar im Süden der Orte St. Katharein, Aflenz, Turnau und Veitsch, scheint in Gestalt eines langgedehnten Gneissrückens die ältere Schichtenreihe des krystallinischen Gebirges an den Tag zu treten. Diese Gneissmasse scheint die in der Niederung der Mur heraufziehende Schichtenreihe der Wurmalpe vor Bruck a. d. Mur in zwei Arme zu spalten.

Der eine südliche Arm lässt sich bis Bruck a. d. M. deutlich nachweisen; vielleicht haben wir seine Fortsetzung auch noch im Stainzthale und im Feistritzwalde [1]) bei Rattenegg (Semmering S.), woselbst Graphit gewonnen wird vor uns.

Der nördliche Arm der Schichtenreihe der Wurmalpe ist über St. Katharein, Thörl bis Turnau an Vorkommnissen von Talk und Talkschiefer, Chloritschiefer, Kalk und Thonglimmerschiefer noch sicher zu erkennen.

---

[1]) Tunner: Berg- u. Hütt. Jahrb. XIII, 1864, p. 226.

Ueber Turnau, nach NO. hin, haben die älteren Aufnahmen bis an den erwähnten Gneisszug die vorhandenen Gesteine für silurisch gehalten. A. Miller jedoch, dem wir die detaillirte Kenntniss von Kaisersberg verdanken, hat die Meinung ausgesprochen, [1]) dass ein bedeutender Theil der als silurisch hingestellten, im Norden bei Veitsch lagernden Gesteine zu krystallinischen Schiefergesteinen zu stellen sei, in deren Hangendem erst die silurische körnige Grauwacke und Grauwackenschiefer folgen.

Hiernach hätten wir also in den Gehängen der Veitsch-, der Schnee-, und der Raxalpe im Liegenden des dortigen silurischen Schieferzuges, die Fortsetzung der Schichtenreihe der Wurmalpe zu suchen.

Das dies thatsächlich so sein muss, dafür sprechen die in den letzten Jahren in der Niederung des Semmering-Passes durchgeführten Untersuchungen und Funde, die wir einerseits Herrn Professor G. Tschermak, andererseits Herrn Prof. F. Toula zu verdanken haben.

Prof. Tschermak [2]) hat einen Durchschnitt beschrieben, der, von Thalhof bei Payerbach ausgehend, südlich nach der Station Klamm verlaufend, den Werfner Schiefer, die silurische Sideritzone und die darunter unmittelbar folgende Schichtenreihe durchschneidet. Diese letztere Schichtenreihe ist es die genau dieselbe Stelle einnimmt, wie die eben erwähnten krystallinischen Schiefergesteine bei Veitsch im Liegenden des Silurs.

Zuerst unter dem Silur, und zwar im Payerbachgraben folgen grüne Schiefer, unter diesen graue Schiefer, endlich gegen Klamm die quarzigen Schiefer. Mir wurde die Ansicht der reichlichen Aufsammlung von Herrn Prof. G. Tschermak freundlichst gestattet und ich konnte in den grünen Schiefern meine sogenannten Chloritschiefer erkennen, wie sie auf unseren Karten im Palten- und Liesingthale eingezeichnet, dortselbst in grosser Mächtigkeit und Ausdehnung vorhanden sind; die grauen Schiefer sind meine sogenannten Thonglimmerschiefer.

Ein Handstück eines glimmerigen graphitischen Gesteins, welches in der gesehenen Sammlung als „Kohlensandstein" bezeichnet wurde, ist vollkommen ähnlich jenen Gesteinen, die ich unmittelbar aus der Umgebung des Graphites im Kaisersberger Baue hervorgeholt habe.

Kurz, die im Durchschnitte Payerbach-Klamm im Liegenden des Silur folgenden grünen und grauen Schiefer sind vollkommen ident mit den Gesteinen von Kaisersberg, so dass mir kaum ein Zweifel darüber geblieben ist, dass wir in diesen grünen und grauen Schiefern der Semmering-Niederung die Aequivalente der Schichtenreihe an der Wurmalpe zu erkennen haben.

Was uns die von Prof. Tschermak gesammelten Gesteine sagen, wird durch den hochwichtigen Fund von Pflanzenresten, den Herr Prof. Toula [3]) bei Klamm gemacht hat, zur vollen Wahrheit gestempelt.

---

[1]) Tunner: Berg- u. Hütt. Jahrb. XIII, 1864, p. 241, Fig. 2.

[2]) Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1873, p. 62.

[3]) F. Toula: Beitr. zur Kenntniss der Grauwackenzone der nordöstlichen Alpen. Verh. d. k. k. geolog. R.-A. 1877, p. 240.

Toula hat bekanntlich im Westen der Station Klamm, unmittelbar an der Bahnlinie, bei der Brücke über den Wagner Graben, dünnplattige, braun verwitternde stark glimmerige Sandsteine mit feinkörnigen Thonschiefer-Zwischenmitteln von geringer Mächtigkeit beobachtet, welche letzteren Pflanzenversteinerungen enthalten.

Die in diesen Schiefern gefundene Flora ist ebenfalls arm an Arten, aber diese sind in grosser Zahl von Bruchstücken auf den Platten sehr reichlich vertreten. Sie enthält:

Calamites Sukowii Bgt.
Neuropteris gigantea St.
Lepidodendron cf. Goepperti Presl.
Sigillaria sp.

Von *Calamites Sukowii* liegt ein basales Endstück und mehrere Stücke von höheren Stammtheilen vor. Die *Neuropteris gigantea St.* ist fast auf allen Platten ganz in derselben Weise in zerstreut herumliegenden Abschnitten vertreten, wie man sie an allen Localitäten der Schatzlarer Schichten ausserhalb der Alpen zu finden gewohnt ist.

Lepidodendron cf. Goepperti Presl. ist in grossen Platten vorhanden, allerdings etwas gezerrt und mit glimmerartigen Silicaten überdeckt, immerhin glaube ich, an den grossen Blattnarben die Art doch sicher erkennen zu können.

Diese drei Arten repräsentiren ganz entschieden die Carbonflora der Schatzlarer Schichten.

Um das Mass ganz voll zu machen, hat Herr Prof. Toula, westlich von dem Pflanzenfundorte, und zwar nordöstlich, unweit der Station Breitenstein, Graphit und Graphitschiefer anstehend gefunden, ganz von der gleichen Beschaffenheit, wie solche bei Kaisersberg auftreten.

Wir haben also in der Niederung des Semmering-Passes auf der Linie Payerbach-Klamm, sowohl nach der Beschaffenheit der Gesteine, als auch nach den Einschlüssen an Graphit und Carbonpflanzen der Schatzlarer Schichten eine, mit der Schichtenreihe an der Wurmalpe bei Kaisersberg vollkommen idente Bildung hier vor uns, nämlich das nordöstlichste Ende eines Zuges, den wir von da über den Semmering nach Veitsch, Katharein und Bruck a. d. M., ferner dann nach Leoben und St. Michael, vom Kaisersberg über Mautern, Kalwang, Wald, Dietmannsdorf bis St. Lorenzen und Rottenmann, ununterbrochen verfolgen können. Dieser Gesteinszug, der auf unseren Karten, je nach der Ansicht der betreffenden Geologen, bald als silurisch, bald als krystallinisch verzeichnet erscheint, enthält durchwegs dieselben krystallinischen Schiefer und Gesteine: grüne Chloritschiefer, graue Thonglimmerschiefer, Graphitschiefer, körnige Kalke und Dolomite und Phyllitgneisse. In den Graphitschiefern sind zahlreiche Einlagerungen von Graphit und vorläufig an zwei Stellen bei Klamm und an der Wurmalpe reichlich vorkommende Carbonpflanzen bekannt, die das Alter dieses, den Nordrand der Centralkette in den nordöstlichen Alpen repräsentirenden Gesteinszuges dahin feststellen, dass derselbe ein Aequivalent der Schatzlarer Schichten bilde, also die Ablagerungszeit des Untercarbons repräsentire.

Wer die Schatzlarer Schichten des Untercarbons im mährisch-oberschlesischen, oder dem böhmisch-niederschlesischen Becken, im Saarbecken, in Belgien und Frankreich kennt, der wird nothwendiger Weise staunen müssen, diese aus Sandsteinen, Conglomeraten, Schieferletten und Kohlenschiefern bestehende Schichtenreihe in den Alpen durch Phyllitgneisse, Graphitschiefer, Chloritschiefer, körnige Kalke und Thonglimmerschiefer vertreten zu sehen.

So lange man übrigens im Angesichte dieser Thatsache bei dem Vergleiche der Gesteine allein verweilt, ist man jedenfalls der Gefahr ausgesetzt, dem Gedanken Raum zu geben, dass die Verschiedenheit in der Ausbildungsweise der Gesteine der Schatzlarer Schichten innerhalb und ausserhalb der Alpen, auf Rechnung der hier ursprünglich krystallinen, dort ursprünglich clastischen Enstehungs- und Ablagerungsweise,[1]) und nicht auf Rechnung der allgemeinen Metamorphose zu schieben wäre.

Ganz anders wird man über die Verschiedenheit der Ausbildung zwischen den alpinen und ausseralpinen Gesteinen urtheilen, wenn man das Aequivalent der zahlreichen Steinkohlenflötze der ausseralpinen Schatzlarer Schichten in den Alpen, z. B. bei Kaisersberg, bei Mautern, bei Wald, bei St. Lorenzen, woselbst nach Bergrath K. M. Paul 7 übereinander folgende Graphitflötze von 2, 3, 5, 7 und 10 Fuss Mächtigkeit vorkommen, in Graphit verändert findet.

Dass hier die einstigen Kohlenflötze, stellenweise wenigstens, in echten Graphit umgewandelt wurden, kann man, nachdem Professor A. Bauer[2]) in seiner Mittheilung über den steierischen Graphit, der von Stingl[3]) ausgesprochenen Ansicht: der steirische Graphit sei ein echter Graphit, vollkommen beigepflichtet hat, nicht zweifeln.

Dass diese Umwandlung der einstigen Kohlenflötze nicht überall den gleichen Grad erreicht habe, dafür spricht die Thatsache, dass das bei Dietmannsdorf im nördlichen Gehänge des Paltenthales auftretende einstige Kohlenflötz, in der Umwandlung nur soweit gelangt ist, dass das Umwandlungsproduct nach P. v. Merten's[4]) Dafürhalten ein graphitischer Anthracit zu nennen sei.

Da nun die Bildung der Kohlenflötze auf dem Wege der ursprünglich krystallinen Entstehungsweise der Gesteine nicht denkbar ist, und die Umwandlung der Kohlenflötze in Graphit nur auf metamorphischem Wege möglich erscheint, so würde die Annahme, dass die Graphitflötze führenden alpinen Schatzlarer Schichten, auf dem Wege der ursprünglich krystallinen Entstehungsweise gebildet seien, offenbar einen unannehmbaren Widerspruch in sich enthalten.

Jedoch noch weit geeigneter, die Metamorphose, nicht nur der eingelagerten organischen phytogenen Substanzen, sondern auch der diese umschliessenden Gesteine, nachzuweisen, halte ich von meinem Standpunkte aus die fossilen Pflanzenreste selbst, wie wir sie in Handstücken,

---

[1]) A. Pichler und J. Blass: Die Quarzphyllite bei Innsbruck. G. Tschermak: Min. u. petrogr. Mitth. IV, 1882, p. 503.
[2]) Verh. d. k. k. geolog. R.-A. 1871, p. 114.
[3]) l. c. 1871, p. 48.
[4]) Verh. 1873, p. 185.

oder auf grösseren Platten aus den Schichtenreihen der alpinen Steinkohlenformation in unsere Sammlungen bringen.

Ausser den Alpen, ganz vorzüglich erhalten in den belgischen Schatzlarer Schichten, sind die in den dortigen feinen und zarten Schieferthonen eingeschlossenen Pflanzenreste einfach verkohlt. Bei der Verkohlung der Pflanzensubstanz hat diese allerdings an sich eine grosse Veränderung durchgemacht, im ganzen Grossen aber kaum eine viel weitergehende, als die heutigen Pflanzen erleiden, wenn wir sie, namentlich bei Anwendung getrockneten und gewärmten Fliesspapieres nebst Presse, für unsere Herbarien präpariren. Die Gestalt der Blatttheile, der Blattnerven, der Haare, mit welchen diese bedeckt sind u. s. w. blieb unverändert. Ja, selbst die Früchte, respective die Sporangien der fossilen Farne, haben sich ähnlich erhalten, wie an den gepressten Herbarexemplaren der lebenden Pflanzen. An den Steinkohlenfarn, namentlich Belgiens, sind die Sporangien sehr oft so weit erhalten, dass man die Umrisse der Zellen, aus welchen sie aufgebaut sind, noch deutlich wahrzunehmen im Stande ist. Dasselbe gilt von der Blattspreite mancher fossilen Farne.

Wesentlich anders verhält es sich mit den meisten aus der alpinen Steinkohlenformation stammenden fossilen Pflanzenresten. Diese haben zweierlei wesentliche Metamorphosen durchgemacht, wovon die eine die organische Substanz, die andere die Gestalt derselben betroffen hat. Diese doppelte Veränderung musste Hand in Hand gleichzeitig stattgefunden haben.

Betreffend vorerst die Veränderung der organischen Substanz der fossilen alpinen Steinkohlenpflanzen, ist es aus unseren Sammlungen sattsam bekannt, dass diese z. B. auf der Stangalpe in goldgelben, die von Petit-Coeur in silberglänzenden, die von Montagne de fer bei Servoz in bleigrauen, die von Colombe in lichtgrauen glimmerartigen Silicaten [1]) versteint erscheinen. In allen diesen Fällen ist die ursprüngliche organische Substanz, die gewiss vorerst einer Verkohlung unterlegen war, gänzlich verschwunden und durch ein an dieselbe Stelle nachträglich abgelagertes Mineral völlig ersetzt worden.

Um die Veränderung, die die alpinen Steinkohlenpflanzen in ihrer Gestalt erlitten haben, sich zu vergegenwärtigen, genügt es einfach, die vortreffliche *Flora fossilis Helvetiae* von Heer aufzuschlagen und jene Tafeln durchzublättern, auf welchen die Farne der alpinen Steinkohlenformation dargestellt sind (II. Fig. 1, 2, 3; IV. Fig. 1; V. Fig. 1, 3, 5; XIII. Fig. 1; u. s. w). Man wird da in sehr einleuchtender Weise diese Gestaltsveränderungen gewahr, die darin bestehen, dass z. B. an einer und derselben Spindel die rechts und links an ihr haftenden Blättchen eine völlig verschiedene Gestalt zeigen, und zwar bald die rechtsseitigen länger und schmäler, bald die linksseitigen kürzer und breiter im Umrisse und umgekehrt erscheinen, so zwar, dass, wenn an den Spindeln zufällig einerseits nur die rechtsseitigen, andererseits nur die linkseitigen vorliegen würden, man diese einem und demselben Individuum angehörigen

[1]) Justus Roth: Allgemeine und chemische Geologie I, 1879, pag. 614.

Reste, jedenfalls genöthigt wäre, zwei verschiedenen Arten angehörig zu betrachten. Diese Verzerrung geht oft so weit, dass die Abschnitte einerseits die doppelte Länge der anderseitigen, andererseits die doppelte Breite der gegenüberstehenden bemessen lassen.

Diese Gestaltsveränderung der Farn-Blattspreite der alpinen Steinkohlenpflanzen kann unmöglich auf die ursprüngliche Gestalt der Pflanzen geschoben werden, da in den unveränderten Gesteinen ausser den Alpen eine derartige ungleiche Gestaltung der Blattabschnitte derselben Arten nicht vorkommt, und man in den alpinen Schiefern eine und dieselbe Art oft in der wunderlichsten Weise verzerrt findet.

Diese Gestaltveränderung kann auch nicht auf eine ungleichmässige Eintrocknung und Schrumpfung der Blattspreite vor der Ablagerung basirt werden; denn die Austrocknung hätte alle Theile des Blattes gleichbetroffen, wie ja diese Erscheinung oft thatsächlich schon beobachtet wurde, ohne die eben erörterte Gestaltveränderung hervorzubringen.

Die alpinen Steinkohlenpflanzen sind gewiss gleichgestaltet mit den ausseralpinen in das betreffende alpine Lager gelangt, und die Gestaltveränderung ist erst nach ihrer Einlagerung erfolgt.

Die Ursache dieser Gestaltveränderung ermittelt der Beobachter bei Betrachtung der Pflanzenreste sehr bald. Es kann nur die Streckung, oder Stauung der Gesteine dieselbe hervorgebracht haben. Alle jene Blättchen, deren Mittellinie genau in der Richtung der Streckung des Gesteins lagen, sind eben durch diesen Vorgang der Länge nach gestreckt worden, wurden dabei länger und schmäler. Dagegen jene Blättchen, deren Mittellinie zufällig senkrecht auf die Richtung der Streckung des Gesteines gestellt war, sind durch diesen Vorgang in die Breite gezogen worden und wurden dabei kürzer und breiter. Da nun an den Spindeln die Farnblättchen sehr oft unter 45 Graden eingefügt erscheinen, also ihre Mittellinien in der Regel einen rechten Winkel miteinander einschliessen, so ist es klar, dass an diesen dieselbe Streckung des Gesteines sehr verschienene Resultate hervorbrigen musste, indem, im Falle, wenn die Blättchen der einen Seite mit der Streckungsrichtung parallel lagen, die der anderen Seite darauf senkrecht standen, die einen daher lang und schmal, die anderen kurz und breit wurden.

Weniger auffällig erscheint die stattgefundene Gestaltveränderung in jenem Falle, wenn die Spindel der Farn-Blatttheile genau in der Richtung der Streckung zu liegen kam. In diesem Falle wurden von der Streckung die linksseitigen und rechtsseitigen Blättchen gleich oder nahezu gleich getroffen. Aber sie wurden auch in diesem Falle verändert, d. h. die Streckung hat aus ihnen ein schmälerblättriges Exemplar, als es unter normalen Verhältnissen sein sollte, erzeugt. Im Falle wenn die Spindel senkrecht auf die Streckungsrichtung oder, was das gleiche ist, parallel der seitlichen Stauung ausgesetzt war, ist die Spindel selbst kürzer geworden, die Blättchen wurden enger aneinander gedrängt, behielten oft ihre natürliche ursprüngliche Länge, wurden aber weit schmäler als normal (Taf. XIII, Fig. 3, linke Seite).

Für alle diese und mögliche Fälle findet man Beispiele in den Abbildungen des citirten vortrefflichen Werkes.



Dass diese Verzerrung der ursprünglichen Gestalt der Steinkohlenpflanzen durch einen plötzlichen Ruck nicht erfolgen konnte, leuchtet bei dem Anblick des Resultates ein. Bei dieser Gestaltsveränderung gewahrt man nie Risse in der Pflanzensubstanz, vielmehr sieht man, dass nicht nur der Umriss der Blatttheile ganz blieb, sondern auch der Abdruck der Blattspreite seine Continuirlichkeit nie verloren hatte und die Zerrung bis ins kleinste Detail, namentlich auch auf die feinste Nervation so übertragen wurde, dass, trotzdem die Nerven von den ursprünglichen Stellen verschoben erscheinen, ihre Continuirlichkeit in vielen Fällen noch vollkommen erhalten blieb.

Die Streckung musste somit alle, auch die zartesten wie die festesten Theile des Blattes gleichmässig ergriffen haben. Der Vorgang musste mit einer unendlichen Gleichmässigkeit, Langsamkeit und zarter Vorsicht stattgehabt haben, sonst müsste das erhaltene Resultat total verschieden ausgefallen sein.

Aus dem Angeführten ist ersichtlich, dass die Carbonpflanzen gleichgestaltet auf gleiche Weise, sowohl in die alpinen als in die ausseralpinen Carbongesteine eingelagert werden mussten; dass aber nach dieser Einlagerung die Gesteine und Pflanzen des alpinen Carbon von einem wesentlich verschiedenen Vorgange der Veränderung ergriffen wurden, den wir an den Carbonpflanzen enthaltenden Platten eingehend studirt haben.

Während die Veränderung der Carbonpflanzen ausser den Alpen nur bis zur Verkohlung der organischen Substanz in der Regel gedieh, sind unter dem Einflusse der alpinen Veränderug die Carbonpflanzen nach der Verkohlung der organischen Substanz, die in dem ursprünglichen Gesteine den Abdruck ihrer ursprünglichen Gestalt zurückliess, die verkohlte Blattsubstanz einer chemischen Veränderung unterworfen, d. h. weggeführt und durch andere Substanzen in Gestalt verschiedenartiger glimmerartiger Silicate ersetzt worden, gleichzeitig aber wurde die in dem Gesteine abgeklatschte Gestalt der Pflanze einer sehr wesentlichen Veränderung, einer Verzerrung unterworfen, die so bedeutend war, dass die jetzigen Dimensionen der fossilen Pflanzenreste ein doppeltes plus oder minus der ursprünglichen Dimensionen der lebenden Pflanze bemessen lassen.

Beide Vorgänge sind so innig miteinander verknüpft, dass sie beide als gleichzeitig erfolgt aufgefasst werden müssen.

Die Veränderung des Abdruckes der ursprünglichen Gestalt der Pflanze im alpinen Gesteine, respective die Verzerrung desselben ohne die geringste Spur einer Zerreissung, überhaupt Zerstörung, setzt voraus: einen unendlich langsamen, gleichmässigen mechanischen Vorgang, eine vollkommen continuirlich erfolgte Streckung des Gesteines.

Diese Streckung des Gesteines, die unabweislich gefordert werden muss, erfordert ebenso unabweislich eine möglichst vollkommene Plasticität desselben, die die langsamste, zugleich freieste, ungehindertste Bewegung aller, auch der kleinsten Theile wie der ganzen Masse erlaubte.

Es ist nicht meine Sache, die Umstände genau zu präcisiren, die eine solche Plasticität des alpinen Gesteines ermöglicht haben. Darüber kann aber kein Zweifel bleiben, dass die Plasticität des Ge-

steines chemische Processe ermöglicht hatte, die die verkohlte Pflanzensubstanz wegführen und durch andere Substanzen vollkommen ersetzen konnten.

Der Ersatz der Kohle durch die nachträgliche Bildung glimmerartiger Silicate konnte ebenfalls nicht rasch vor sich gehen, da sonst die zartesten Theile der Blattspreite nicht bis zu einem solchen Grade der Vollkommenheit hätten ersetzt werden können, wie wir es vor uns sehen.

Sollte nun der chemische Process bei der vorhandenen Plasticität des Gesteines gerade nur die verkohlte Pflanzensubstanz so ergriffen haben, dass dieselbe weggeführt und durch Neubildungen ersetzt werden konnte?

Da diese Frage kaum bejahend beantwortet werden kann, so muss man zugeben, dass in der plastisch gewordenen Gesteinsmasse wie es kaum anders möglich ist, auch chemische Processe statthatten und dann wird man kaum anders können, als annehmen, dass die alpinen Steinkohlengebilde ursprünglich genau so abgelagert wurden, wie die ausseralpinen, und dass die Verschiedenheit, die wir in der Ausbildungsweise der Gesteine beider bemerken, auf die Rechnung einer in den Alpen schneller fortschreitenden allgemeinen Metamorphose vorzumerken seien.

Ich habe bisher dem freundlichen Leser zwei Ausbildungsweisen der Schatzlarer Schichten vorgeführt, jene ausser den Alpen, die man die normale nennen, und jene innerhalb der Alpen bei St. Michael, die man als die fortgeschrittener metamorphische auffassen könnte.

Es sei erlaubt hier einen dritten Fall zu erwähnen, der uns erweisen soll, dass die fortgeschrittene Metamorphose der Carbon-Gesteine nicht allein in den Alpen stattgefunden hat.

Zu Brandau an der sächsischen Grenze, im böhmischen Erzgebirge, nördlich bei Komotau, ist ein kleines Carbon-Becken [1]) nach den Ausführungen Jokély's bekannt, von welchem mir eine Suite fossiler Pflanzen vorliegt. Nach der Flora gehört die Carbon-Ablagerung von Brandau demselben Zeitabschnitte der Schatzlarer Schichten an, wie St. Michael.

Die Pflanzenreste selbst sind auf den vorliegenden Platten kaum merklich gezerrt. Ihre organische Substanz sowohl, als auch die Kohlenflötze, wovon eines, das wichtigste, 5 Fuss mächtig ist, sind in Anthracit verwandelt.

Die Ablagerung dieses Kohlenbeckens ist in Hinsicht auf die Ausbildungsweise der Gesteine, insbesondere der Kohlenflötze, ein Mittelding zwischen der normalen Ausbildungsweise und zwischen der metamorphischen Ausbildungsweise zu St. Michael. Während der Dauer der Metamorphose scheint die Plasticität den Gesteinen gefehlt zu haben, da die betreffenden Pflanzen keine Verzerrung zeigen.

Es kann somit die Metamorphose in einer und derselben Zeitdauer, nämlich seit der Beendigung der Ablagerungszeit der Schatzlarer Schichten, an verschiedenen Orten verschieden hohe Grade der

---

[1]) J. Jokély, Jahrb. d. geol. R.-A. 1857, VIII, p. 600.
Geinitz: Steinkohl. Deutschlands und and. Länd. Europas, 1865, p. 74.

Umwandlung hervorbringen, resp. Kohlenflötze gleichen Alters im mährisch-schlesischen — und böhmisch-niederschlesischen Becken, im Saarbecken, in den belgischen und französischen Schatzlarer Schichten, in Steinkohle, im böhmischen Erzgebirge in Anthracit, in den Alpen bei St. Michael in Graphit umwandeln.

Die im Vorangehenden schon erwähnte Obercarbon-Ablagerung der Stangalpe zeigt die Verzerrung der Gestalt der Pflanzen oft in sehr ausgezeichneter Weise. Aus den Ausführungen des Bergverwalters Vincenz Pichler in Turrach[1]) ist es bekannt, dass daselbst ein abbauwürdiges Flötz eines Anthracits nachgewiesen worden war. Trotz Zerrung der Pflanzenreste, also trotz vorauszusetzender Plasticität der Gesteine, gelang es der Metamorphose, die Kohle der Stangalpe nur bis zum Anthracit zu verändern.

Da nun die Steinkohlengebilde der Stangalpe dem obersten Carbon angehören, während die Schichtenreihe der Wurmalpe untercarbonisch ist, möchte man dafür halten, dass es bei St. Michael die beträchtlich längere Dauer der Metamorphose sei, der man daselbst die Umwandlung der Kohle in Graphit zu verdanken hat, während auf der Stangalpe in kürzerer Zeit die Veränderung nur die Anthracit-Stufe erreicht habe.

Dass jedoch diese Annahme nicht allgemein giltig sein kann, das erweist uns der Fundort von Carbon-Pflanzen von Taninge.

Heer (l. c. pag. 2) sagt über diesen Fundort Folgendes:

„Als eine kleine Insel tritt die Steinkohlenformation bei Taninge im Thal der Giffre auf. Sie ist umgeben von Kalkbergen, welche dem Lias angehören, ist aber von diesem durch Gyps und Rauchwacke getrennt, welche die Trias anzeigen, daher wir hier die normale Schichtenfolge haben. Die Pflanzen scheinen hier häufig zu sein und sehen aus, wie die gewöhnlichen Steinkohlenpflanzen. Sie haben meist eine braune oder schwarzbraune Färbung und liegen theils in einem braunen, glimmerreichen Sandstein, theils im Schiefer. Die Steinkohle tritt in zu geringer Mächtigkeit auf, um ausgebeutet zu werden."

Einige Stücke des Pflanzenschiefers von Taninge liegen mir durch die Güte unseres geehrten Freundes, Herrn E. Favre in Genf, vor. Die Pflanzenreste sind in Kohle erhalten, deren Gestalt, wohlerhalten, gar nicht verzerrt.

Höchst wichtig finde ich, zu bemerken, dass in Taninge: Heer l. c. mehrere Arten von Carbonpflanzen angibt, die dafür sprechen, dass an dieser Localität nicht, wie man bisher annahm, Obercarbon-Gebilde, sondern Schatzlarer Schichten des Untercarbon anstehen. Die Arten *Pecopteris muricata* und *Pecopteris nervosa* (Taf. XV) scheinen mir dies anzudeuten.

Dieser Fall beweist uns vorerst, dass es in den Alpen Stellen gibt, an welchen die Metamorphose die Carbon-Gesteine in ihrer normalen Ausbildungsweise beliess. Weit wichtiger ist dieser Fall jedoch

[1]) V. Pichler, Die Umgebung von Turrach in Obersteiermark in geogn. Beziehung, mit besonderer Berücks. der Stangalpener Anthracit-Formation. Jahrb. k. k. d. geol. R.-A. IX, 1858, p. 185.

als Erweis dessen, dass in den Alpen die Ablagerung der Carbongebilde ebenso normal vor sich ging, wie in den oftgenannten Mustergegenden für normale Ausbildungsweise des Carbons.

In dem Falle, als Taninge wirklich Schatzlarer Schichten enthalten sollte, wäre hier ein total unverändertes, normal ausgebildetes Vorkommen dieser Schichten in den Alpen vorhanden, während wir bei St. Michael metamorphosirte Gesteine der Schatzlarer Schichten vor uns haben.

Daher müssen wir annehmen, dass in dieser Beziehung das alpine Gebiet keinerlei Ausnahmsgesetzen unterworfen war, dass in den Alpen die Ablagerung des Carbon genau in derselben Weise erfolgt sei, wie ausser den Alpen; dass aber die Metamorphose an verschiedenen Stellen der Alpen und auch ausserhalb derselben verschiedene Grade der Ausbildungsweise der Gesteine hervorbrachte, die wir als normal clastisch, minder oder mehr krystallinisch unterscheiden können.

Nicht übersehen möchte ich die Thatsache, dass in allen jenen Fällen, wo die Pflanzenreste eine Zerrung ihrer Gestalt, also eine Plasticität der Gesteine anzeigen, abgesehen von der Zeitdauer, die Metamorphose fortgeschrittenere Resultate erzeugt hat, als in jenen Fällen, die mit der Zerrung nicht Hand in Hand gehen.

Einen einschlägigen Fall möchte ich noch aufgeführt haben, der uns in der Ausbildungsweise des Dachschiefers im unteren Culm des mährisch-schlesischen Beckens vorliegt. In diesem Dachschiefer ist die organische Substanz durch Neubildungen glimmerartiger Mineralien völlig in ähnlicher Weise, wie zu Colombe ersetzt; die Gestalt der Pflanzen kaum merklich, die der Thierreste, namentlich der *Posidonomya Becheri Bronn.*, oft sehr auffällig verzerrt.

Die Dachschiefer des unteren Culm in Mähren und Schlesien haben somit heute, obwohl sie weit älter sind, als die Schatzlarer Schichten, nur jene Ausbildungsweise erreicht, wie die weit jüngere Anthracitformation der Stangalpe und anderer alpinen Localitäten. Von der Metamorphose sind in dieser Formation vorzüglich die Schiefer ergriffen worden; die Conglomerate und Sandsteine sehen nicht auffällig verändert aus.

Schliesslich habe ich das Resultat der durch die hochwichtigen Pflanzenfunde der Herren Prof. Toula und Bergbeamter Jenull veranlassten Auseinandersetzung kurz zu fassen.

Nachdem es früher schon gelungen war, die Gebilde der Stangalpe und des Eisenhuts nach den darin vorkommenden Pflanzenresten für eine Ablagerung des Carbon zu erklären, und gegenwärtig diese Bestimmung dahin zu verschärfen, dass die Pflanzenlager der Stangalpe für das oberste Carbon zu nehmen seien; sind wir durch die Bestimmung der neuesten Pflanzenfunde von Klamm und Wurmalpe in der Lage, festzustellen, dass der am Nordrande der Centralalpenkette verlaufende, von Payerbach über den Sattel des Semmerings und die Niederung der Mürz bis Bruck a. d. M., ferner durch die Niederung der Mur bis Leoben und St. Michael, und von da durch die Niederung der Liesing und Palten bis Rottenmann ununterbrochen verfolgbare Zug von krystallinischen Schiefern als ein alpiner Reprä-

sentant der Schatzlarer Schichten, resp. der untersten Carbon-Schichtenreihe aufgefasst werden müsse. Der Umstand, dass dieser Gesteinszug durchwegs eine krystallinische Ausbildungsweise seiner Gesteine zur Schau trägt, ist nicht dahin zu interpretiren, dass diese Gesteine das Resultat einer ursprünglich krystallinen Entstehung, resp. Ablagerung darstellen; vielmehr deutet eine Reihe der aufgezählten Thatsachen, namentlich aber die Zerrung der fossilen Pflanzenreste, die nur bei vollkommener Plasticität der betreffenden Gesteine denkbar ist, die Veränderung der organischen Substanz in Anthracit oder Graphit und der Ersatz derselben durch glimmerartige Silicate, endlich das Vorkommen völlig normal ausgebildeter Carbongesteine in den Alpen, speciell bei Taninge, wo unveränderte Schatzlarer Schichten vorhanden zu sein scheinen — dass das Carbon der Alpen ursprünglich normal, wie ausser den Alpen, abgelagert wurde, dass es dann erst, nachdem die organischen Reste verkohlt waren, stellenweise von einer schneller als anderswo fortschreitenden Metamorphose ergriffen wurde, als deren Resultat nun die specielle Ausbildungsweise der genannten Gesteine zu betrachten sei.

Für die Thonglimmerschiefer-Gebilde zwischen Murau und Oberwölz, dann die von Brettstein über Zeyring und Judenburg bis Weisskirchen, sowie für die übrigen, in den Alpen vorkommenden, hierher gehörigen Gesteinsmassen, liegen uns keinerlei sichere Daten auch heute vor, die es erlauben würden, das Alter derselben zu präcisiren.

Für die Altersbestimmung der Schieferhülle des Centralgneisses, bringen die hier erörterten Thatsachen keine verwendbaren Daten.

Wie die Besprechung von Brandau, Stangalpe, Taninge und die erwähnten Thatsachen, betreffend den Dachschiefer, zeigen, ist die hohe krystallinische Ausbildungsweise der Gesteine der Schieferhülle nicht verwendbar dazu, um sagen zu können, dass die krystallinischere Schieferhülle älter sei, als der graphitführende Gesteinszug des Nordrandes der Central-Alpen, da das Resultat der Metamorphose, aus nicht erkannten Gründen, in gleicher Zeitdauer ungleiche Resultate aufweist, respective bald jüngere, bald ältere Ablagerungen höher oder minder hoch verändert, oder auch ganz unverändert erscheinen.

Auch für die Schieferhülle des Centralgneisses bleibt uns daher im Hinblick auf deren Altersbestimmung nur die Hoffnung, dass es einem Toula oder Jenull gelingt, auch in diesen Gebilden bestimmbare Petrefacte zu finden.

Daher wollen wir auch in dieser Schieferhülle, wenn ihre Gesteine noch so krystallinisch aussehen, nach Versteinerungen suchen, um so mehr, da es nicht nur ausserhalb Oesterreich gelang, in Glimmerschiefer- und Gneiss-artigen Gesteinen Trilobiten-Reste[1] zu finden, sondern im Vorangehenden auch aus unserem Gebiete, aus einem hochkrystallinischen, ehedem für uralt gehaltenem Gesteinszuge — Dank den glücklichen Findern: Professor Toula und Bergverwalter Jenull — Funde von Pflanzenresten ich vorzuführen in der angenehmen Lage war.

[1]) Hans H. Reusch: Silurfossiler og pressende Conglomerater in Bergensskifrene. Kristiania 1882, Universitätsprogramm. (Referat hierüber in unseren Verh. 1882 von Th. Fuchs.)

Ueber die petrographische Beschaffenheit der krystallinischen Schiefer der untercarbonischen Schichten und einiger älterer Gesteine aus der Gegend von Kaisersberg bei St. Michael ob Leoben und krystallinischer Schiefer aus dem Palten- und oberen Ennsthale in Obersteiermark.

Von Heinrich Baron v. Foullon.

Im Anschlusse an die vorstehende Abhandlung des Herrn Oberbergrath D. Stur folgen hier die Resultate der durch den genannten Autor angeregten petrographischen Untersuchungen der Gesteine, die dem durch den Schurfstollen auf der Wurmalpe bei Kaisersberg aufgeschlossenen Profile entnommen wurden. Das untersuchte Material erhält durch die vorstehenden Ausführungen, aus denen ihre unzweifelhafte Zugehörigkeit zur Kohlenformation und zwar zu deren tiefstem Niveau, den Schatzlarer Schichten ausser allen Zweifel gestellt ist, eine hervorragende Bedeutung; aber auch schon an sich bietet es vom rein petrographischen Standpunkte aus betrachtet, einige interessante Thatsachen, die deren eingehendere Darstellung rechtfertigen werden.

In geologischer Hinsicht verweise ich, um alle unnützen Wiederholungen zu vermeiden, auf die vorstehende Abhandlung und will hier nur anführen, dass ein Theil der untersuchten Gesteine dem älteren krystallinischen Gebirge angehören, auf welches concordant die Glieder der Gesteinsgruppe des Carbon aufgelagert sind.

Zur Vervollständigung des S. 191 gegebenen Profils wurde auf Wunsch des Herrn Oberbergrathes D. Stur auch das von ihm in früheren Jahren gesammelte Material aus dem Palten- und oberen Ennsthale untersucht. Die Gesteine dieser Gegenden entsprechen den in dem Profil von Kraubath bis Liesing anstehenden, wohl mit Ausnahme der Kalk-Chloritoidschiefer, die im Westen ein Aequivalent der Chloritoidschiefer von der Wurmalpe bilden.

Von Fall zu Fall werden bei den Gesteinen des Palten- und oberen Ennsthales die nothwendigen geologischen Bemerkungen angeführt werden, die ich ausnahmslos der Güte des Herrn Oberbergrathes D. Stur verdanke, auch in jenen Fällen, wo dies nicht ausdrücklich hervorgehoben ist.

Bei der folgenden Detailbeschreibung habe ich vorgezogen, die Gesteine nicht nach der petrographischen Zusammensetzung aneinander zu reihen, sondern vorerst die Resultate, welche sich bei der Untersuchung der Gesteine von der Wurmalpe ergeben haben anzuführen, an die sich dann jene bei dem Material aus dem Palten- und oberen Ennsthale gesammelten anschliessen. Am Schlusse wird in den entsprechenden Zusammenstellungen auch eine solche nach petrographischer Reihenfolge beigefügt werden.

Wie sich aus der nachfolgenden Wiedergabe der Untersuchungsresultate ersehen lassen wird, herrscht in der Zusammensetzung dieser Gesteine eine grosse Mannigfaltigkeit, die Structur hingegen ist, wenn man vom Detail absieht, eine gleichartige, sie ist ausnahmslos schiefrig. Sehr unbedeutende Differenzen in derselben verändern aber das Aussehen manchmal weit mehr als das Hinzutreten oder Verschwinden eines Bestandtheiles. Nachdem in der jetzt gebräuchlichen Nomenclatur der Ausbildungsweise und dem äusseren Ansehen fast immer eine sehr bedeutende Rolle zugetheilt wird, so erscheint es fast unthunlich und wäre auch nicht zweckmässig, dieselbe bei der kurzen Bezeichnung einer Mineralcombination ausser Betracht zu lassen und nur die letztere für den Namen massgebend zu machen. Wir stehen bei den Schiefergesteinen heute auf jenem Standpunkte, auf welchem man früher bezüglich der Eruptivgesteine stand. Es ist heute dem Geologen unmöglich und wird es entgegen selbst ziemlich feinkörniger Eruptivgesteine wohl auch noch sehr lange, wenn nicht immer bleiben, bei den Aufnahmen im Terrain sofort bei einer grossen Reihe dieser Gesteine die Mineralcombination zu lösen, ja nur den massgebendsten Bestandtheil zu erkennen. Mit der zunehmenden Erweiterung der Kenntnisse von derlei Gesteinen wird die Anzahl jener, die im Felde vorerst mit Structurnamen belegt werden, allmälig kleiner werden, wohl aber nie ganz verschwinden; allein bei der geringen Anzahl wird die zeitraubende und oft sehr schwierige Bestimmung nach Mineralen als Nacharbeit eher ermöglicht und der Aufbau des geologischen Gebäudes nicht in einer Weise dadurch verzögert werden, dass solche Bestimmungen unterbleiben müssten oder dürften.

Es ist heute wohl noch unmöglich, die Grundsätze einer zweckmässigen Nomenclatur der phyllitischen Gesteine festzusetzen und erst bei der Zusammenstellung der Untersuchungsresultate verschiedener Gesteine grösserer Gebiete wird es am Platze sein, wenigstens für diese eine einheitliche Bezeichnungsweise zu wählen, dass hiebei die „Thonschiefer", „Thonglimmerschiefer" und in gewissem, generalisirenden Sinne auch die „Phyllite" verschwinden müssen, ist wohl selbstverständlich.

In der vorliegenden Arbeit bot sich im Allgemeinen keine Veranlassung, von den für bestimmte Mineralcombinationen üblichen Namen abzuweichen. Bei einzelnen Gesteinen war es jedoch schwierig, ihre Zusammensetzung mit einem Worte kurz zu bezeichnen, die gewählten Namen machen keinen Anspruch auf bleibenden Werth, sie sollen lediglich zur Erleichterung der Uebersicht innerhalb dieser Arbeit dienen und wird in den wenigen Fällen, wo dies nöthig, eine entsprechende Erläuterung folgen. Selbstverständlich mussten überall, um

die Orientirung in der Literatur zu ermöglichen, die sonst üblichen Bezeichnungsweisen beigefügt werden.

Die Reihenfolge der zur Beschreibung gelangenden Gesteine ist:

Gesteine des Profils der Wurmalpe.

A. Aeltere krystallinische Gesteine.
B. Gesteine der Carbonformation.
1. Phyllitgneiss,
2. Chloritoidschiefer (Graphitschiefer, graphitische Quarzphyllite),
3. Graphitische Glimmer-Chloritoidschiefer (Graphitschiefer).

Gesteine aus dem Palten- und oberen Ennsthale.

A. Chloritoid führende Gesteine.
1. Kalk-Chloritoidschiefer,
2. Graphitische Glimmer-Chloritoidschiefer

B. Chloritoidfreie Gesteine.
1. Fibrolithgneiss,
2. Albitgneiss,
3. Glimmerschiefer
   a) Biotitschiefer,
   b) Muskovitschiefer (Phyllite),
4. Chloritgneiss,
5. Hornblendegesteine,
6. Serpentin.

Gesteine des Profils der Wurmalpe.

A. Gesteine des älteren krystallinischen Gebirges.

Die vorhandenen Proben sind durch eine gemeinsame Eigenthümlichkeit der Feldspathe ausgezeichnet und obwohl die Gesteine äusserlich sehr verschieden aussehen, so ist an deren naher Verwandtschaft nicht zu zweifeln, es sind Gneisse. Ich lasse hier unmittelbar die Detailbeschreibung zweier Varietäten folgen.

Die eine zeigt nur an der schwach verwitterten Oberfläche eine leise Andeutung einer Parallelstructur, auf Schnittflächen erscheint sie klein porphyrisch mit grüngrauer Grundmasse. Auf Bruchflächen ist nur der reichlich vorhandene Quarz zu erkennen und in der Grundmasse verrathen winzige Schüppchen die Gegenwart eines glimmerartigen Minerals. Auf den Schnittflächen sind die eckigen Quarzkörner grau durchsichtig, sie erfüllen ungefähr die Hälfte des Raumes der Schnittebene. Die scheinbar gleichförmige Grundmasse theilt sich, mit der Loupe besehen, in selten scharf, meist verschwommen begrenzte weisse Partien, in denen man hie und da eine Zwillingsstreifung zu sehen glaubt, die also ein Feldspath wären, und in grünliche, die sich mit der Nadel leicht ritzen lassen. Das resultirende Pulver besteht aus winzigen Schüppchen, von denen die grössten entschieden farblos, andere nur äusserst schwach grünlich gefärbt durchsichtig sind. Sie bleiben bei gekreuzten Nicols

und voller Horizontaldrehung dunkel, eine weitere optische Untersuchung gestattet ihre Kleinheit nicht.

Auch in Schliffen beträgt die Flächensumme der Schnitte der Quarzkörner ungefähr die Hälfte der Bildfläche. Die Dimensionen der Körner bewegen sich mit ziemlicher Constanz um einen Millimeter herum, selten sind die grössten einheitlich, sondern bestehen aus mehreren verschieden orientirten Individuen. Der erste Eindruck, den man bei Besichtigung eines Schliffes mit mässiger Vergrösserung erhält, ist der eines zersetzten porphyrischen Gesteins, etwa der eines sehr quarzreichen Dacites. Bei Anwendung des polarisirten Lichtes sieht man aber, dass ein guter Theil der scheinbaren Grundmasse aus, den porphyrischen Quarzkörnern an Grösse gleichkommenden und übertreffenden Feldspathindividuen besteht, die aber so massenhaft mit den die übrige Grundmasse mitbildenden Blättchen oder Leistchen erfüllt sind, dass ihre Natur im durchfallenden Lichte nicht mehr erkennbar ist, die nun aber durch die polysynthetische Zwillingsstreifung einzelner Individuen sich verräth.

Es soll versucht werden, die eigenthümlichen Structurverhältnisse anschaulich zu machen, was leider ohne eine weitläufige Darstellung nicht möglich ist. Im durchfallenden Lichte erscheinen zwischen den Quarzkörnern, deren Abstände annähernd ihrem Durchmesser gleichkommen, häufig meist rundliche Anhäufungen eines farblosen leistenförmigen Minerals, die so dicht werden, dass sie undurchsichtig erscheinen; im auffallenden Lichte sind sie schmutzig weiss, etwa so wie kaolinisirte Feldspathe. Rings um diese folgt eine Zone, in der diese Leistchen seltener werden und so die Durchsichtigkeit nicht mehr aufheben. Diese Zonen werden nun wieder von schmalen Strängen der dichten Anhäufungen umgeben. Die Dichtigkeit erreicht hier ein Maximum, so dass sie bei schwachen Vergrösserungen ausnahmslos undurchsichtig sind. Oefter haben sie einen solchen Verlauf, dass die umschlossene Partie eine annähernd rechteckige Form erhält. Mitunter folgt jenseits dieser Einrahmung unmittelbar wieder eine lichtere Zone wie oben, meist aber eine solche, in der ein grüngefärbtes chloritisches Mineral auftritt.

Die mittleren centralen Anhäufungen entsprechen nun den Feldspathen, die Substanz dieser ist in manchen Fällen mindestens bis zur Hälfte durch die seltener blättchen- öfter leistenförmigen farblosen Einschlüsse verdrängt. Die Form der Feldspathdurchschnitte ist meist eine abgerundete mit vorwaltender Dimension nach einer Richtung. Wie schon erwähnt, zeigen nur einige polysynthetische Zwillingsstreifung, ich möchte nichts desto weniger alle für ein und dasselbe Glied der Plagioklasreihe und zwar, aus bei der nächsten Varietät anzuführenden Gründen, für Albit halten. Bei circa 300facher Vergrösserung verschwindet die Undurchsichtigkeit und bei noch stärkerer (860) erscheint die Feldspathsubstanz in allen Theilen klar durchsichtig, ebenso die der farblosen Einschlüsse. Diese sind unter sich und gegen den Wirth ganz unregelmässig vertheilt, oft bilden sie in einem Individuum sechs bis sieben wolkenartige Anhäufungen. Es braucht wohl kaum bemerkt zu werden, dass dort, wo sie so dicht angehäuft sind, in Folge der vielfachen Reflexionen kein Licht mehr durchdringt. Das eingeschlossene

Mineral bildet, wie schon wiederholt bemerkt, seltener Blättchen, meist Leistchen, die gerade nicht gar so klein sind, die vorgefundenen grössten messen z. B. 0·051 × 0·014 Millimeter, die mittleren Dimensionen dürften ungefähr 0·017 × 0·005 Millimeter sein, unter 0·001 Millimeter sinken sie wohl nie herab. Basale Spaltbarkeit oder sonstige Eigenschaften, welche mit einiger Sicherheit die Natur dieses Minerals erkennen liessen, können nicht wahrgenommen werden. In der nächst zu beschreibenden Varietät sind sie aber als Kaliglimmer ganz gut kenntlich, ich zweifle demnach nicht, dass auch hier dasselbe Mineral auftritt. Andere Einschlüsse oder Hohlräume in bemerkenswerther Zahl sind nicht vorhanden. Ganz ausnahmsweise wird ein solches Feldspathkorn von einem anders orientirten umschlossen, in dem keine Zwillingsstreifung sichtbar ist.

Die nun folgende lichtere Zone besteht aus einem Gemenge von kleinen Quarzkörnern und dem im Feldspath eingeschlossenen Mineral, das künftig der Kürze halber als Muskovit bezeichnet werden soll. Es ist nicht nur ausnahmsweise im Quarz eingeschlossen, sondern liegt auch hier ganz unregelmässig vertheilt, zwischen denselben. Die Breite dieser Umrandung ist sehr wechselnd, bald schmal, bald übersteigt ihr Flächeninhalt den des umschlossenen Feldspath bedeutend, bald hat dieser mehr geschlossene Formen, ein andermal greift das Gemenge von Quarz und Muskovit tief in ihn hinein, so dass er in Schliffen in mehrere Theile getheilt erscheint, wohl nur eine Folge des zufälligen Schnittes.

In die mit schwächerer Vergrösserung undurchsichtig bleibende Zone, welche den Rahmen zu den beiden vorbeschriebenen bildet und einestheils direct an die grösseren Quarzkörner stosst oder zwischen zwei benachbarten einen, von dem grünen chloritischen Mineral erfüllten Raum lässt, treten nun nebst Quarz und Muskovit in dichtester Anhäufung noch gelbe Körnchen in mehr weniger grosser Menge ein. Die letzteren sind manchmal etwas weniges in die Länge entwickelt und zeigen dann eine auf diese Längsentwicklung senkrechte Spaltbarkeit und trotz ihrer Kleinheit ziemlich lebhaften Pleochroismus, ich halte sie für E p i d o t. Seine starke Doppelbrechungen lassen natürlich noch häufiger Totalreflexion und somit Dunkelheit eintreten. Sehr selten sind noch winzige opake Schüppchen zwischengelagert, die ich für organische Substanz halte.

Das mehr erwähnte grüne Mineral ist in ziemlicher Menge vorhanden, theils erscheint es in Blättchen und Leistchen, die unregelmässige Aggregate bilden, theils in Fetzen, die alle in ihren Dimensionen die Muscovitblättchen weit übertreffen. Es ist dichroitisch — gelblichgrün bis licht spangrün — und zeigt bei Anwendung starker Vergrösserung häufig eine faserige Structur. Ohne den stricten Beweis erbringen zu können, glaube ich es als C h l o r i t bezeichnen zu sollen. Es muss hier hervorgehoben werden, dass ein farbloses glimmerartiges Mineral ausser dem Muscovit nicht wahrzunehmen ist und dass anderseits die von den verschiedensten Stellen der Handstücke abgeschuppten fast immer farblosen Blättchen an Grösse die vorhandenen Glimmerindividuen übertreffen. Nach dem Präpariren mit Canadabalsam erscheinen nun manche der Blättchen allerdings etwas grünlich und sehr

schwach dichroitisch, doch steht die Färbung und letztere Eigenschaft gegen die gleiche, wie sie der Chlorit in Schliffen zeigt, sehr weit zurück. Ich weiss nun diesen scheinbaren Widerspruch nicht anders zu erklären, als durch die Annahme, dass durch die Dünne der abgeschuppten Blättchen diese Eigenschaften sehr abgeschwächt werden, obwohl sie mir eine erschöpfende Befriedigung nicht zu gewähren scheint.

Schliesslich muss noch eines braunen Glimmers gedacht werden, der neben wenigen Schüppchen des farblosen und noch weniger Chlorit nebst reihenweise angeordneten Hohlräumen und Flüssigkeitseinschlüssen nur in den grösseren Quarzkörnern erscheint. Es sind sechsseitig oder unregelmässig begrenzte Blättchen, die lebhaften Pleochroismus von lichtbraun bis zur völligen Absorption besitzen, in ihnen liegen farblose Leistchen, die wahrscheinlich ebenfalls Glimmer sind und die wenigstens in einem Falle Anordnung unter 60°, respective 120° zeigen. Ob nun dieser dunkle Glimmer in allen Quarzkörnern enthalten ist, kann bei der geringen Anzahl der Individuen (meist eines bis höchstens drei in einem Quarzkorn, immer nur eines in einem Individuum) und ihrer bald centralen, bald gegen den Aussenrand gerückten Stellung nicht gesagt werden; in einem Präparate enthielten von einigen vierzig Quarzkörnern vier je ein, eines zwei Glimmerblättchen.

Diese Eigenthümlichkeit könnte leicht den Gedanken wachrufen, als seien diese aus mehreren Individuen zusammengesetzten Körner fremden Ursprunges, was ich aber entschieden bezweifle, sie zeigen keine Spuren eines erlittenen Transportes, die Verhältnisse der Umgebung und die Einschlüsse des Muscovites und Chlorites, die auch die übrige Gesteinsmasse mit zusammensetzen, schliessen eine derartige Annahme aus. Die reichlich vorhandene Menge des Kaliglimmers im Feldspath in so kleinen Blättchen, die Gegenwart des Epidotes, die ja beide schon so oft als Neubildungen zersetzten Feldspathes nachgewiesen worden, lassen auch hier eine gleiche Entstehung vermuthen. Allein demgegenüber muss hervorgehoben werden, dass die Feldspathsubstanz unmittelbar neben den Glimmerblättchen nicht die geringste Trübung zeigt und im ganzen Gestein nirgends Spuren einer Zersetzung nachweisbar sind, das Ganze macht den Eindruck, als wäre die Krystallisation unter recht kümmerlichen Verhältnissen, d. h. bei sehr beschränkter Beweglichkeit der Substanzen erfolgt.

Die zweite Varietät stammt aus einem Schurfstollen, der bei seiner Erlängung eine Terrainsenkung durchfuhr, die mit Gerölle ausgefüllt ist. Die Geröllstücke gehören theils dem älteren krystallinischen, theils den Gesteinen der Kohlenformation an. Die Handstücke der ersteren zeigen auf der Oberfläche eine deutlich ausgesprochene Parallelstructur, die sich auf Bruch- und Schnittflächen, welch' letztere senkrecht auf die scheinbare Schichtung geführt sind, als flaserig stängelig erweist. Würde man dieses Gestein nur nach der Schnittfläche beurtheilen, so müsste es als Grundmasse arm, kleinporphyrisch bezeichnet werden; hier, aber auch nur hier, gleichen sich die vorbeschriebene und diese Varietät sehr. Im Ganzen ist die letztere grünlichgrau, auf frischen Bruchflächen, die mit der Längserstreckung der Flasern eine parallele Kante bilden, aber gegen die kaum verwitterte Oberfläche

geneigt sind, tritt der durch ein Glimmermineral bewirkte schwache Seidenglanz hervor, fast gar nicht wahrnehmbar ist er auf solchen, die mit der erwähnten Oberfläche parallel hergestellt werden, und gänzlich verschwindet er auf den Schnittflächen senkrecht zur Stängelung.

Auf der äusseren Oberfläche ragen die Quarzstängel wenige Millimeter aus der übrigen Gesteinsmasse hervor, sie sind in ihrer Form sehr mannigfaltig und unregelmässig, doch ausnahmslos langgezogen, bis 4 Centimeter lang, selten 3—4 Millimeter breit und, wie man auf Querschnitten sieht, kaum über 2 Millimeter tief. Auch auf Bruchflächen ist ihre äussere Begrenzung sehr abgerundet, sie sind der vorwiegende Bestandtheil des Gesteines. Mit der Loupe sieht man auch auf der Oberfläche die zwischengelagerten farblosen Glimmerblättchen, und auf frischen Bruchflächen treten sehr vereinzelt lebhaft glänzende Spaltflächen glasiger Feldspathindividuen hervor, die im Maximum 2 gegen 1 Millimeter messen. (Von unserem Materiale sind die sichtbar gewesenen behufs optischer Untersuchung abgenommen worden.) Weit häufiger sind fast schwarze, lebhaft glänzende Erzpartikel, die nicht selten bis zu 1 Millimeter Länge prismatisch ausgebildet sind, und zwar fällt ihre Längsausdehnung mit der der Quarzstängel zusammen. Ihrer chemischen Beschaffenheit nach möchte ich sie für Titaneisen halten. Nach dem Heraustreten der Quarzstängel auf der Oberfläche zu urtheilen, muss wohl eine Verwitterung stattgefunden haben, nirgends aber zeigen sich sonst mit der Zersetzung verbundene Erscheinungen, wie Färbung oder Entfärbung und dergleichen mehr.

Wie in der vorhergehenden Varietät tritt auch hier in Schliffen das Vorwalten des Quarzes hervor. Auffallender Weise bestehen manche über $^1/_3$ Centimeter lange Stängel nur aus einem Individium. Andere sind aus vielen, vorwaltend kleinen, zusammengesetzt, zwischen denen keine Spuren von Trennungsflächen wahrzunehmen sind. Sprünge durchsetzen oft zwei bis drei Individuen, ohne dass irgend ein Zusammenhang zwischen der Lage dieser Sprünge und der Orientirung der ersteren wahrnehmbar wäre. Sehr ungleichmässig vertheilt, lassen sich massenhafte winzige Hohlräume mit den stärksten Vergrösserungen erkennen, nur wenige davon sind mit Flüssigkeit erfüllt. Die vorhandene Libelle ist dann in steter sehr rascher Bewegung. Ausserdem sind noch die bekannten langen, sehr dünnen opaken Stäbchen und andere Erzpartikelchen eingeschlossen. Die centralen Theile der grossen Individuen enthalten wenig oder keine Hohlräume.

Der nächst häufige Bestandtheil, der in Schliffen parallel der stängeligen Entwicklung etwa die Hälfte des vom Quarz beanspruchten Raumes bedeckt, ist der Kaliglimmer. Im grossen Ganzen tritt er zwischen den Quarzstängeln in geschlossenen Partien, die aus den bekannten Lamellen bestehen, auf. So wie sich hier Quarzkörner einfügen, erscheinen auch Glimmerblättchen in den Quarzstängeln. Hier sieht man fast nur Querschnitte in paralleler Lage, so dass man glaubt, ein dünngeschichtetes Gestein vor sich zu haben, in Schliffen senkrecht auf die Stängelung treten wohl auch vorwiegend, aber meist kürzere Querschnitte auf, doch ist von einer parallelen Anordnung nichts wahrzunehmen, in ein und demselben mehr geschlossenen Complex herrscht die ungleichmässigste Stellung gegeneinander, basale Blättchen sind

hier häufiger. Von diesem Minerale wäre nur ein schwacher Dichroismus (farblos bis blassgelblichgrün) zu bemerken.

Zwischen dem Kaliglimmer sieht man in weit geringerer Menge als diesen ein lebhaft pleochroitisches Mineral — spangrün bis weingelb — welches meist in äusserst unregelmässig begrenzten Blättchen, seltener in Querschnitten auftritt und sich in den mittleren Dimensionen des Muscovit bewegt. Ich halte es für Biotit, er verleiht dem Gesteine die grünliche Farbe.

In den Schliffen, parallel der Stängelung, tritt der Feldspath seiner Menge nach nur untergeordnet in das Gemenge ein. Nie erreichen seine grössten Dimensionen $1^1/_2$ Millimeter und sind es ausschliesslich Körner mit geschlossenen Contouren. Im polarisirten Lichte zeigt nur ein Theil polysynthetische Zwillingsstreifung, während sie in Schliffen senkrecht zur Stängelung häufig erscheint. Zwillingsbildung nach dem Periklingesetz tritt vereinzelt auf. Ab und zu liegen gestreifte Feldspathe an solchen ohne Streifung, bald bilden die ersteren kleine Eckchen der zweiten u. s. w. Die Zwillingslamellen sind in ein und demselben Individuum von sehr wechselnder Breite, absätzig, und wie derlei bekannte Erscheinungen schon oft beschrieben wurden. Immer ist er ringsum von Glimmer, dem sich manchmal etwas Chlorit zugesellt, umschlossen, nur ausnahmsweise, und da auf sehr geringe Erstreckung, findet eine directe Berührung mit Quarz statt. Oft sind Feldspath und Feldspath oder Quarz und Feldspath nur durch ein ganz dünnes Blättchen von Muscovit getrennt und diese sind nicht selten, ja bis zu 90° gebogen. Hie und da treten Anordnungen auf, die man bei einem Eruptivgesteine ohne weiters als Fluctual-Structur bezeichnen würde.

Was nun die Substanz der Feldspathe anbelangt, so möchte ich sie, trotzdem ein Theil keine Zwillingsstreifung zeigt, doch für gleichartig halten. Es liegt nahe, in einem so sauren Gesteine, das ausserdem nur kalkfreie oder kalkarme Minerale enthält, einen sauren, ebenfalls kalkarmen Feldspath zu vermuthen, das Material ist nur wenig geeignet, diesbezüglich einen ganz sicheren Nachweis zu liefern. Auf Blättchen, die leider keine Messung erlauben, aber aller Wahrscheinlichkeit parallel nach 001 abgespalten sind, beträgt die Auslöschung gegen Spaltrisse *c* 3°, was nach Schuster[1]) dem Albit entspricht. So wie in der vorbeschriebenen Varietät treten auch hier in allen Feldspathindividuen, ob gestreift oder nicht, Interpositionen des farblosen Minerales auf[2]), in einzelnen massenhaft, so dass die Summe ihrer Flächen gleich ist der halben der Feldspathschnittflächen. In einem Schnitte mit 1·36 × 1·20 Millimeter messen grössere Blättchen 0·096 × 0·064 Millimeter, kein Querschnitt hat eine geringere Dicke als 0·01 Millimeter. Im Allgemeinen lässt sich

---

[1]) Ueber die optische Orientirung der Plagioklase. Tschermak's mineralog. u. petr. Mitthlg. III, 1880, S. 155.

[2]) Eine ähnliche Erscheinung habe ich bereits bei den Feldspathen der mineralführenden Kalke aus dem Val Albiole constatirt. Verhandlg. d. k. k. geolog. Reichsanst. 1880, S. 149. Nach Abschluss dieser Arbeit ist jene von A. Böhm „über die Gesteine des Wechsels" (Tschermak's minerlogisch-petrographische Mitthlg. B. V, Heft III.) erschienen. Der Autor constatirt in dem Albit der Gneisse S. 203 eine ganz ähnliche Thatsache — auch er spricht von „Einschlüssen" von Glimmer. S. 211. Im Feldspath des Chlorit-Gneisses S. 211 erwähnt er den Epidot. Nur im Dioritschiefer S. 212 hält er die Einschlüsse von Glimmer und Epidot für Neubildungen.

keinerlei Regelmässigkeit in der Vertheilung im Feldspath erkennen, einmal ist sie fast ganz gleichmässig, das anderemal mehr central, ein drittesmal gibt es mehrere Anhäufungscentra, ab und zu sind die äusseren Theile ganz frei, bei anderen reichen die Blättchen sogar über die Feldspathmasse in das umgebende Glimmeraggregat hinein. Auch unter sich oder gegen den Feldspath erkennt man keine irgend wie orientirte Anordnung, mit Ausnahme eines einzigen Falles, wo einige grössere Leisten parallel der Spaltungsrichtung eingelagert sind. Fast alle Blättchen liegen isolirt, ringsum von Feldspathsubstanz umschlossen, höchst selten sieht man zwei oder drei direct aneinander stossen. Dieser Umstand und die vermehrten Grössenverhältnisse der Feldspathe bei geringerer Menge der Einschlüsse lassen dieselben auch bei schwacher Vergrösserung durchsichtig erscheinen, ebenso tritt im polarisirten Lichte die Zwillingsstreifung, wo sie vorhanden, ganz ungestört hervor.

Hier lässt sich die Natur der Einschlüsse genau erkennen, sie unterscheidet sich erstens von dem übrigen Muscovit in nichts, und zweitens ist die basale Spaltbarkeit gut entwickelt. Nicht selten lässt sich die gerade Auslöschung constatiren, unter tausenden von Blättchen blieben nur zwei bis drei bei gekreuzten Nikols und voller Horizontaldrehung dunkel, es scheint demnach unzweifelhaft, dass sie ebenfalls dem Kaliglimmer angehören. Zu ihm gesellt sich ab und zu etwas Chlorit, aber sehr wenig, wie denn überhaupt sonstige Einschlüsse sehr spärlich vorkommen; es sind: Epidot, aber nicht in jenen wolkigen Aggregaten kleiner Kügelchen, wie er in zersetzten Feldspathen vorzukommen pflegt, sondern er bildet in den zwei beobachteten Fällen scharf begrenzte durchsichtige Kryställchen in den mittleren Dimensionen der Glimmerleistchen. Etwas häufiger erscheinen Erzpartikelchen, winzige Hohlräume, von denen nur sehr wenige mit Flüssigkeit erfüllt sind. Einmal wurde ein Eisenglanztäfelchen an einem Glimmerblättchen angeschlossen gesehen. Schon wurde erwähnt, dass der Feldspath g l a s i g ist, was in den Präparaten vollkommen und ausnahmslos bestätigt wird. Es tritt hier, wenn auch nur in zwei Fällen, innerhalb des Feldspathes zu dem ohnehin genug verdächtigen Muscovit auch noch Epidot hinzu, was in der vorigen Varietät nicht beobachtet werden konnte, ein Grund mehr, diese Einschlüsse für Neubildungen aus umgewandelter Feldspathsubstanz zu halten. Trotzdem kann ich, ohne den grössten Zwang, anderwärts gemachte Beobachtungen nicht hieher übertragen. Die Feldspathsubstanz zeigt weder in der allernächsten Umgebung der Einschlüsse, noch sonst an irgend einer Stelle die geringste Spur einer Veränderung, Trübung oder dergleichen und es kann doch nicht angenommen werden, dass eine so weit gehende Zersetzung, wie sie durch die massenhaft vorhandenen Glimmerblättchen bedingt wäre, ohne alle diese Erscheinungen vor sich gegangen wäre. Das Bild ist hier, wie aus der obigen Darstellung hervorgehen dürfte, gegen jenes, wo der Glimmer oder Epidot Neubildungen aus Feldspath sind und das ich sehr wohl kenne, grundverschieden.

Die grösseren Quarzindividuen sind von einer ähnlichen Eigenthümlichkeit frei, obwohl auch hier winzigste Glimmerblättchen, die erst mit starker Vergrösserung (860×) deutlich erkennbar werden, eingeschlossen sind.

Als accessorische Gemengtheile sind noch Epidot und Turmalin zu erwähnen. Der erstere bildet im Gegensatze zu seinen Vorkommen im Feldspath kleine weingelbe, schlecht begrenzte prismatische Gestalten, an denen die Endausbildung nur selten zu sehen ist. Hingegen tritt ausnahmslos die ausgezeichnete bekannte Spaltbarkeit überall deutlich hervor. Die Querschnitte sind ab und zu unregelmässig sechsseitig. Der Pleochroismus ist, wie häufig bei den mikroskopischen Individuen, verschwindend gering, die Polarisationsfarben sind aber lebhaft. Vorwiegend ist er zwischen Glimmer eingebettet und scheint an gewisse Schichten gebunden zu sein, wenigstens sieht man ihn in einzelnen Glimmerlagen gar nicht, in anderen nicht selten. Viele sind mit einer wolkigen Trübung (kleine Individuen?) theilweise umhüllt, die längsten 0·24 Millimeter lang und 0·08 Millimeter breit (die meisten sind aber viel kleiner), übertreffen also die nur selten so grossen Glimmerschnitte weitaus. Einige wenige Krystalloide sind zerbrochen, die Theile liegen nahe bei einander. Diese Eigenthümlichkeit zeigen fast alle Turmalinkryställchen, nur sehr wenige sind ganz. Die grössten von diesen sind 0·3 Millimeter lang, 0·03 Millimeter breit, haben die gewöhnlichste Ausbildung (Prisma und Rhomboeder ohne Hemimorphysmus), die Farbe der Neutraltinte und einen ausserordentlich starken Pleochroismus von Kupferroth bis zur völligen Absorption, einzelne enthalten centrale Anhäufungen opaker Einschlüsse. Sie kommen ebenfalls in den vorwiegend aus Glimmer bestehenden Zonen vor, liegen aber in dem da enthaltenen Quarz, der auch die Zwischenräume der Bruchstücke ausfüllt.

Reichlich ist das schon oben erwähnte Erz sowohl in den dort beschriebenen Formen und in vielen kleinen zackigen Fetzen eingestreut. Die ersteren sind ziemlich scharf umrandete Prismen mit flach pyramidaler Zuschärfung. Manchmal erscheinen Glimmerblättchen an den Rändern eingewachsen, auch ganz eingeschlossen. Der Epidot tritt öfter mit Vorliebe in der Nähe dieses Erzes auf. Selten sieht man winzige, aber sehr scharf ausgebildete Hämatitkryställchen.

Eine ausgezeichnet feinstenglige Varietät dieses Gesteins steht an der Strasse südlich von Trieben an. In ihr bildet der Muscovit ein filziges Aggregat, der Biotit besitzt einen selten intensiven Pleochroismus. Einzelne Stengel sind reich an Zirkon, Eisenglanztäfelchen sind allgemein verbreitet.

Von dem reichlich herangezogenen Vergleichsmaterial wäre nur ein Gestein zu erwähnen, das ich der Freundlichkeit des Herrn Professor Toula verdanke. Es stammt aus dem Veitschgraben oberhalb Veitsch und unterscheidet sich von dem vorbeschriebenen nur durch die geringeren Dimensionen der Quarzstengel und die etwas intensiver dunklere graue Farbe der glimmerreichen Partien, in denen das letztere Mineral auch deutlicher hervortritt. Die vorbeschriebene Varietät ist mehr gleichmässig gefärbt, indem der Quarz dort bei höherer Durchsichtigkeit ebenfalls mehr grau, hier weisslich erscheint, daher die Quarz- und Glimmerpartien mehr von einander abstechen. Feldspathkrystalle konnten nicht wahrgenommen werden, ebensowenig Erze.

In Schliffen sieht man neben den auch hier vorhandenen langgezogenen Quarzindividuen sehr viele kleine, so dass Quarz der weit

überwiegende Bestandtheil ist. Neben vielen Muscovitblättchen tritt ein zweiter Glimmer auf, der dunkel ölgrün gefärbt, stark pleochroitisch (licht-bräunlich grün bis zur völligen Absorption) und ausgezeichnet basisch spaltbar ist. Er ist in grösserer Menge als im vorigen Gestein der Chlorit vorhanden und verleiht ihm die dünklere Farbe. Der Feldspath ist äusserst spärlich, wieder mit und ohne Zwillingsstreifung und bildet sehr zerrissen umgrenzte Körner, die nur zum geringsten Theile von Glimmer, vorwiegend von kleinen, ungleich orientirten Quarzkörnern umgeben oder sogar durch diese in mehrere Theile getrennt sind. Aber auch hier treten wieder die massenhaft eingelagerten Glimmerblättchen auf. Sie sind kleiner als in der vorhergehenden, grösser als in der ersten Varietät und noch gut erkennbar. Der umliegende Quarz ist, wenn auch nur stellenweise ganz frei, doch immer sehr arm an ihnen.

Epidot ist nur spärlich zu finden, Turmalin und Erze scheinen ganz zu fehlen.

Dieses Gestein wäre also, wie Becke derlei Gemenge genannt hat, ein zweiglimmeriger Gneiss[1]), wenn auch dieses gegen die von dem genannten Autor beschriebenen einige Unterschiede zeigt. Die wiederkehrende Eigenthümlichkeit der Feldspathe bringt die zwei vorstehenden Varietäten sehr nahe, nur ist in ersterer neben Muscovit ein Chlorit, in letzterer wahrscheinlich ein Biotit, sicher kein Chlorit vorhanden. Dem Fehlen des sonst so verbreiteten Turmalin und der Erze kann wohl kaum eine besondere Bedeutung zugemessen werden.

Es sind hiemit die Gesteine des älteren krystallinischen Gebirges erschöpft und folgen jene, welche in Folge ihrer Pflanzenabdrücke unzweifelhaft bestimmbar sind, als

B. Gesteine der Carbonformation.

1. Phyllitgneiss[2]).

Es ist dies A. Miller's „Weissstein" (Siehe vorstehende Abhandlung S. 191, S. A. S. 3) und Seeland's „Granulit" (S. 196 S. A. S. 8),

---

[1]) Die Gneissformation des niederösterr. Waldviertels. Tschermak's minerlog. petrogr. Mitthlg. B. IV, 1881, S. 215.

[2]) Diese Bezeichnung wurde von Gümbel schon 1854 vorgeschlagen (Correspondenzblatt des geol.-mineral. Vereins in Regensburg 1854, S. 14), in seiner geognostischen Beschreibung des ostbaierischen Grenzgebirges (1868, S. 384), näher begründet. Seit jener Zeit ist dieselbe vielfach von Stache und Teller, ferner von Becke (in seiner Beschreibung der Gesteine von Griechenland, Tschermak's mineralog. und petrogr. Mitthlg. Bd. II, 1880, S. 47) u. A. angewendet und sind namentlich äusserlich sehr verschieden aussehende Gesteine mit diesem Namen bezeichnet worden. In den Alpen wird sie von unseren Geologen hauptsächlich in structureller Hinsicht gebraucht, während sie anderwärts auch eine gewisse geologische Altersbedeutung besitzt. Es kann nicht geleugnet werden, dass eine derartige Nomenclatur zu Verwechslungen Veranlassung geben muss, anderseits ist es aber heute noch nicht thunlich, äusserlich ganz gleichartige Gesteine, die verschiedenen Altersstufen angehören, auch verschieden zu benennen, insolange man die Grenzen nicht genauer kennt. Im vorliegenden Falle herrscht über die Zuweisung zur Kohlenformation kein Zweifel, der Name wurde nichtsdestoweniger auch hier in structureller Hinsicht gewählt.

er bildet unmittelbar das Liegende und Hangende der Graphitschiefer, von beiden Vorkommen liegen Proben vor, die keinerlei Unterschiede zeigen. Er besitzt eine ausgezeichnet dünnplattige Structur, die einzelnen parallelen Blätter, in die er sich leicht theilen lässt, erreichen nur selten 2 Mm. Dicke, oft nur einige Zehntel, die Absonderungsflächen sind nur im weiteren Sinne und da sehr ausgesprochen eben verlaufend, namentlich mit der Loupe besehen zeigt sich die Oberfläche sehr uneben, undeutlich wellig. Senkrecht auf die Streichungsrichtung ist eine zweite Absonderung vorhanden, die im Vergleiche zur ersteren weit vollkommener, d. h. glatter ist. Auf den frischen Absonderungsflächen erster Art zeigt er eine weisse Farbe mit einem schwachen Stich in's Graue (jene Gesteine aus Südtirol, die den gleichen Namen führen, sind dunkler grau), theilweise schwachen Glas-, Seiden- bis Perlmutterglanz, welch' letztere beiden Abarten von sehr kleinen Schüppchen eines reichlich vorhandenen, ziemlich regelmässig vertheilten Minerals herrühren, das sich mit der Nadel ganz ausserordentlich leicht abheben lässt, bei welcher Operation nicht selten jener Wechsel im Glanz eintritt, wie ihn Volger[1]) wiederholt bemerkt, meist aber im umgekehrten Verhältnisse, was leicht erklärlich ist, da hier eine vollständige Trennung und Nebeneinanderlagerung mehr homogener winziger und sehr dünner Blättchen eintritt. Unter dem Mikroskope zeigen sich die Schüppchen äusserst unregelmässig begrenzt, die allerdünnsten sind farblos, die dickeren schwach grünlichgelb. Die homogenen, klar durchsichtigen Partien zeigen bei gekreuzten Nicols und voller Horizontaldrehung fast gar keine Aufhellung, was wohl nur von ihrer Dünne herrührt, denn mittelst der Condensenlinse und sehr starker Vergrösserung lässt sich die Zweiaxigkeit mit ziemlich grossem Axenwinkel in überraschend ausgezeichneter Weise nachweisen. Jene Theile, die kein Licht durchfallen lassen, zeigen im auffallenden Lichte einen fast kupferrothen, lebhaften Reflex. Die physikalischen Eigenschaften lassen keinen Zweifel, dass hier ein Glimmermineral, dem Axenwinkel nach Muscovit vorliegt.

Kaum mit freiem Auge, leicht mit der Loupe ist ein häufig und wieder ziemlich gleichmässig vertheilter schwarzer und bei geeigneter Beleuchtung Glasglanz aufweisender Gemengtheil sichtbar. Meist kann man eine krystallonome Begrenzung nicht erkennen, ab und zu prismatische Gestalten von wenigen Zehntel Millimeter Länge und ein Zehntel Millimeter Breite. Die wenigsten Formen besitzen eine hervorragende Ausdehnung nach jener Richtung, die mit der Ebene der Absonderungsflächen zusammenfällt, und bei denen dies der Fall ist, herrscht unter einander kein Parallelismus. Unter geeigneten Umständen gelingt es, solche kleine Kryställchen aus der übrigen Gesteinsmasse herauszubekommen, und unter solchen fand sich eines, welches ziemlich scharfe Kanten besitzt und aus einem aufrechten Prisma mit rhomboëdrischer Zuschärfung, mit ungleicher Flächenentwicklung besteht, aber nicht hemimorph ist. Andere Individuen zeigen vielfach oscilatorische Prismenflächen und Andeutungen rhomboëdrischer Spalt-

[1]) Die Entwickelungsgeschichte der Mineralien der Talkglimmerfamilie S. 568, und über den Leuchtenbergit etc. Pogg. Ann. Bd. 96, 1855, S. 422.

barkeit. Mit Canadabalsam präparirt, sind sie dunkelviolet, durchsichtig, zeigen lebhaften Pleochroismus und die annähernd sechsseitige Umrisse zeigenden Querschnitte absorbiren fast alles Licht. Von Säuren wird das Mineral nicht angegriffen, es ist Turmalin, seine Häufigkeit und Vertheilung lässt ihn nur schwer als „accessorisch" auffassen, er verleiht dem Gestein den Charakter eines „Mikroturmalingneisses".

Auf den senkrecht zur plattigen Ausbildung vorhandenen, sehr scharfen Absonderungsflächen erscheint das Gestein fast matt, der Glimmer ist nicht erkennbar, hingegen wieder ziemlich häufig Turmalin. Auch hier treten prismatische Gestalten selten auf, die Längsaxe liegt theils parallel, theils geneigt gegen die plattige Absonderung, ebenso auf Bruchflächen, wo sie sogar senkrecht oder aufrecht stehen, mit anderen Worten: der Turmalin betheiligt sich ganz und gar nicht an der Parallelstructur. Auf den gegen die beiden Absonderungen senkrechten Bruchflächen sieht das Gestein einem feinkörnigen Quarzit sehr ähnlich.

Die Parallelstructur tritt in Schliffen für Quarz, Feldspath und Glimmer, die, wie man hier sieht, das Gestein zusammensetzen, deutlich hervor. Das Gemenge wird von sehr kleinen Individuen gebildet, die in ihren Dimensionen kaum je einen Viertelmillimeter überschreiten. Sowohl hier, als in den Gesteinen des älteren krystallinischen Gebirges sieht man im polarisirten Lichte mitunter äusserst feingestreiften Quarz. Diese Streifung ist im grossen Ganzen parallel, jedoch nicht in allen Theilen geradlinig, sondern meist einfach zart gebogen verlaufend. Ich halte sie für gleichgeartet mit jener, welche Kalkowsky[1]) im Quarz der Gneisse des Eulengebirges nachwies. Inwiefern eine Aehnlichkeit mit der „Parallelfaserung" gewisser Quarzpartien in den Phylliten von Rimognes[2]) besteht, kann ich nicht beurtheilen.

Bekanntlich ist es oft schwer, Quarz und der polysynthetischen Zwillingsstreifung entbehrenden Feldspath in derlei Gesteinen unter dem Mikroskope zu unterscheiden, und ist es namentlich beginnende Zersetzung des letzteren, welche ihn leicht kenntlich macht. Bei Anwendung schwacher Vergrösserung glaubt man nun einen solchen Fall vor sich zu haben, indem zwischen den Quarzkörnern, in geringerer Menge als diese, central getrübte Individuen mit klaren Rändern erscheinen, die man für in Zersetzung begriffene Feldspathe halten würde. Diese, selten eine annähernd rechteckige Form besitzenden Körner sind nun thatsächlich Feldspath, wie namentlich die ab und zu vorhandene Gitterstructur des Mikroklin beweist, allein die centrale Trübung rührt nicht von Zersetzung, sondern von einer riesigen Menge der allerkleinsten Poren her; die Substanz an sich ist farblos und ganz klar durchsichtig. Der breite, dunkle Rand, der in der Mitte dieser

[1]) Ueber die Gneissformation des Eulengebirges — Habilitationsschrift, Leipzig 1878, S. 25—26.

[2]) Geinitz: Der Phyllit von Rimognes. — Tschermak's mineralog. und petrogr. Mitth. — Böhm a. a. O. erwähnt auch S. 204 und 210 einer Streifung des Quarzes, von der er theils nachweisen konnte, theils vermuthete, dass sie von Einschlüssen herrührt.

fast immer runden, selten schlauchförmigen Hohlräume nur eine kleine lichte Fläche frei lässt, beweist, dass sie von keiner Flüssigkeit erfüllt sind. Bei geeigneter Beleuchtung erscheinen sie in Folge der Reflexion röthlich gefärbt [1]). Unter mehr als hundert Individuen zeigte nur eines Zwillingsstreifung, viel häufiger ist die hier äusserst fein entwickelte Gitterstructur des Mikroklin, ich möchte demnach nebst diesen vorwiegend Orthoklas annehmen. Seine Maximalgrösse beträgt 0·4 × 0·25 Mm. Was die Formausbildung von Quarz und Feldspath anbelangt, so fiele sie in die vierte Stufe der Kalkowsky'schen Eintheilung [2]), nach welcher weder Quarz, noch Feldspath irgend welche krystallographisch deutbare Umrisse zeigen.

Ueber den Muscovit, der sich in den allerfeinsten Täfelchen und Blättchen zwischen Quarz und Feldspath gemäss der angeführten Structur einschmiegt, ist nichts zu bemerken. Der Turmalin zeigt schwache Andeutungen zonalen Baues.

Die Glieder der nun folgenden Gruppe, welche zwischen den Phyllitgneissen eingelagert sind, sind ihrem äusseren Habitus nach als graphytische Quarzphyllite anzusprechen, nur für jenes Glied, welches unmittelbar die Pflanzenabdrücke trägt, ist diese Bezeichnung nicht mehr anwendbar, sie fällt unter den Begriff der „Graphitschiefer", ihre Mächtigkeit ist gegen jene der graphitischen Quarzphyllite hier untergeordnet. Wie sich zeigen wird, enthalten diese Gesteine ein glimmerähnliches Mineral, welches sich als Chloritoid erwies, es sind also

2. Chloritoidschiefer.

Die Parallelstructur dieser graphitischen Quarzphyllite oder Chloritoidschiefer kommt in den verschiedenen Varietäten je an ein und demselben Handstücke verschieden stark zum Ausdrucke. Ihr äusseres Ansehen ist nun einerseits durch diese Structurverhältnisse, anderseits durch den Gehalt an organischer Substanz und deren Vertheilung bedingt, die Menge dieser Beimengung übt selbstverständlich einen sehr starken Einfluss auf die Farbe der Gesteine aus.

Einerseits sind es Ausbildungsweisen, bei welchen die Quarzkörner für sich schon eine schwach linsenförmige Form mit geringen Unterschieden der zwei Durchmesser haben, welche in grösserer Zahl zusammen sehr flache Linsen bilden, die mit einem äusserst feinen Häutchen eines glimmerähnlichen Minerals überzogen sind, das so eine feine Trennungsschichte bildet. Zufolge der Linsenform der einzelnen Elemente sind die Trennungsflächen sehr uneben, das Gestein erscheint aber dennoch ungleich dünnplattig. Die eigenthümliche Structur tritt an Schnittflächen sehr gut hervor, und hier gewahrt man auch zahl-

---

[1]) Es ist dies ein allgemein bekanntes Phänomen, trotzdem erlaube ich mir hier auf die Abhandlung von Hankl über die farbige Reflexion von wenig mattgeschliffenen Gläsern bei und nach dem Eintritte spiegelnder Zurückwerfung, Pogg. Ann. Bd. 100, 1857, S. 304, hinzuweisen.

[2]) Ueber Gneiss und Granit des bojischen Gneissstockwerkes im Oberpfälzer Waldgebirge. N. Jahrb. f. Min. 1880, I, S. 37.

reiche unregelmässige Hohlräume, die meist langgezogen zwischen den Linsen liegen, die ersteren erreichen im Maximum bis $^1/_2$ Cm. Länge, bei kaum je 1 Mm. Breite.

Auf der Oberfläche ist die Farbe perlgrau, der Glanz lebhaft, mit einem gewissen metallischen Charakter, die organische Substanz lässt sich weder mit freiem, noch mit bewaffnetem Auge wahrnehmen.

Es nimmt nun die linsenförmige Ausbildung allmälig ab, so dass mehr und mehr eine blättrige Structur platzgreift, zu welcher nicht selten eine schwache Fältelung tritt. Die Farbe ist dunkler, der Glanz noch lebhaft, nimmt aber namentlich hier einen matten, metallischen Charakter an. Diejenigen Glieder, welche die Pflanzenabdrücke enthalten, sind nun äusserst dünnplattig, wenig gefältelt, aber vielfach gebogen, sie zeigen die Farbe und den Glanz des Graphites und färben, wie dieser, ab. Sie würden das Extrem der Ausbildung nach einer Richtung repräsentiren, allein sie können mit den übrigen Ausbildungsweisen nicht zusammengestellt werden, da ihre mineralogische Zusammensetzung eine abweichende ist.

Das Extrem nach der anderen Richtung wird durch das Verschwinden des blättrigen Gefüges bedingt, es tritt eine mehr körnige Structur ein. Auf Schnittflächen wird aber auch hier die Parallelstructur deutlich sichtbar und der äussere Unterschied ist hauptsächlich durch die verschiedene Cohäsion und den hiedurch bewirkten Bruch hervorgerufen. Während bei den erst geschilderten Varietäten der Zusammenhang innerhalb der Linsen und Blätter weit grösser ist, als an den Berührungsflächen derselben, ist er hier mehr gleichmässig, was wohl grösstentheils, aber nicht ausschliessich von der Art der Vertheilung des glimmerähnlichen Minerales abhängt, und thatsächlich ist hier der Glanz auf der Oberfläche des Gesteines ein weit geringerer, und lassen sich hier nicht, wie dort, an der ganzen Oberfläche Mineralpartikelchen abschuppen. Es sind demnach hier die Quarzkörner durch directe Berührung oder Verwachsung besser aneinander geschlossen, während aber der zusammenhängende Ueberzug des glimmerähnlichen Minerals die Trennung begünstigt. Die Farbe ist dunkler, die organische Substanz nicht direct wahrnehmbar, Quarz in faustgrossen, weissen, gelappten Partien ist in dem dunklen Gestein enthalten, einzelne Lappen fügen sich entsprechend der Parallelstructur ein. Die Oberfläche hat manchmal eine Beschaffenheit, dass man sie als Talk ansprechen würde, doch ist hievon keine Spur, sondern scheinen es Reibungsflächen nach Art der „Harnische“ zu sein. Allenthalben bemerkt man auf Klüften Anflüge von Pyrit.

Die Beobachtung in Schliffen fügt der einfachen Combination von Quarz, einem glimmerähnlichen Minerale (in einem Schliffe erscheinen einige braune Körnchen, die wohl als Rutil zu deuten sind) und organischer Substanz keine weiteren Bestandtheile hinzu, sie lässt vorerst nur erkennen, dass der letzt angeführte auch dort nicht fehlt, wo er äusserlich nicht wahrgenommen wird, am geringsten ist die Menge in den mehr körnigen Varietäten. Sie ist überall hauptsächlich an das glimmerähnliche Mineral gebunden und umhüllt dasselbe so vollständig, dass es sich in einigen Proben fast ganz der Beobachtung entzieht. Nur ausnahmsweise sind auch kleine Mengen auf

Klüften und Sprüngen abgelagert, nie sieht man sie allein auf grösseren Erstreckungen zwischen Quarzindividuen. Die Menge des Quarzes ist wechselnd, setzt aber die Gesteine (mit Ausnahme jener, die die Pflanzenabdrücke tragen) weit vorwiegend zusammen. Zwischen ihm ist das glimmerartige Mineral eingebettet und zwar so, wie es der makroskopische Befund theils direct zeigt, theils vermuthen lässt. Die Parallelstructur kommt mehr weniger überall zum Ausdrucke.

Was die einzelnen Bestandtheile anbelangt, so wäre zu bemerken, dass die organische Substanz nur selten in Form kleiner Schüppchen im Gestein enthalten ist, meist bildet sie einen ungemein feinen Staub. Die Quarzkörner bestehen ausnahmslos aus vielen, ganz unregelmässig begrenzten Individuen, in den dünnplattigen Varietäten erreichen die grössten Dimensionen kaum $^1/_2$ Mm., in den mehr körnigen bis 1 Mm. und in den weissen Quarzpartien bis 2 und 3 Mm. Hier erscheinen sie langgezogen, Faserung oder Streifung ist nirgends zu sehen, Trennungsflächen zwischen den Individuen sind sehr selten, die Regel ist vollständige Verwachsung. Winzige Hohlräume sind häufig, seltener Flüssigkeitseinschlüsse, mitunter mit auffallend grossen Bläschen und noch seltener solche von dem glimmerähnlichen Mineral, vereinzelt in winzigen, scharf ausgebildeten, sechsseitigen Tafeln, fast gar nicht scheint organische Substanz eingeschlossen zu sein. Nicht selten durchsetzen Sprünge die Quarzkörner ungestört durch mehrere Individuen hindurch, meist verlaufen sie ziemlich geradlinig und parallel entsprechend der Structur.

Das glimmerähnliche Mineral entzieht sich in den dünnplattigen Varietäten in Folge der Einhüllung fast ganz der Beobachtung, nur selten erscheint es ohne organische Substanz zwischen Quarzindividuen, und dann sind es in Schliffen, die schief gegen die Blätter hergestellt sind (senkrecht konnten keine zu Stande gebracht werden, schon bei 1—2 Mm. Dicke zerfallen die Gesteinsstücke) meist Leistchen, also Querschnitte, die grössten 0·56 Mm. lang und 0·11 Mm. breit (ein Vierling), gewöhnlich aber nur halb so gross, und nur vereinzelte zeigen eine Zuschärfung an den Enden. In den mehr körnigen Varietäten erscheint es öfter in unterbrochenen und verdickten Strängen, während es in den dünnplattigen zusammenhängende Ueberzüge oder Schichten bildet, doch stützt sich dieser Ausspruch mehr auf den makroskopischen, als auf den Befund in Dünnschliffen, welcher die Kenntniss über Structur und Natur des glimmerreichen Minerales in letzteren Varietäten nicht fördert. An den Stellen, wo die Blättchen in grösserer Anzahl zusammentreten, bilden sie gerne radial-strahlige Aggregate. Wo es in den ersteren Varietäten sichtbar wird, ist es farblos, in den körnigeren schwach grünlich, in ersteren sind die Blättchen und Leistchen (letztere wegen grosser Feinheit der Schliffe) sehr dünn, in letzteren dicker; ausser der basalen ausgezeichneten Spaltbarkeit kann eine zweite und dritte mit Sicherheit nicht wahrgenommen werden, hingegen sind regellose Sprünge in den Blättchen häufig. Andeutungen einer sechsseitigen Form sind selten, ringsum ausgebildete Individuen fehlen ganz. Nicht selten sind Zwillinge, die, wie man in den Querschnitten sehen kann, aus zwei und mehr Individuen bestehen. Namentlich treten je zwei

Zwillinge oft von sehr verschiedener Grösse in parallele Stellung zusammen, so dass immer zwei Individuen gleichzeitig auslöschen und gewissermassen den Beginn polysynthetischer Zwillingsbildung andeuten. In manchen Gesteinspartien erscheinen fast nur Zwillinge. Soweit die mangelhaften Kanten Bestimmungen zulassen, ist leicht zu ermitteln, dass weitaus die meisten Schnitte eine schiefe Auslöschung besitzen, in den besser ausgebildeten Zwillingen betrug sie z. B. 13° und $6^1/_2$°, 14° und 5° gegen die Zwillingsgrenze, bei einfachen Individuen bewegt sie sich in ähnlichen Grenzen.

Um das Mineral isolirt zu erhalten, wurde ein Gesteinsstück von c 10 Gramm in Flusssäure gelegt und mehrere Stunden einer Temperatur von 40—50° ausgesetzt. Der Erfolg war ein sehr befriedigender, denn das Gesteinsstück war zerfallen, der Quarz grösstentheils gelöst und die zurückbleibenden Blättchen nicht, oder doch nur sehr wenig angegriffen. Der mikroskopisch untersuchte Rückstand lieferte noch zwei Minerale, erstens ein langfaseriges, farbloses und ein prismatisches farbloses, bis schwach gelblichgrün gefärbtes, beide in nicht erheblicher, doch bemerkenswerthen Menge. Ueber das erstere wird bei der Pflanzenabdrücke tragenden Varietät ausführlicher gesprochen, das zweite halte ich für Zirkon. Es besitzt mehr abgerundete Kanten (durchschnittliche Dimensionen: 0·16 Millimeter × 0·06 Millimeter), starke Doppelbrechung, gerade Auslöschung und zeigt prachtvolle Polarisationsfarben (rubinroth, smaragdgrün), und wie ich noch zeigen werde, ein bedeutendes spec. Gewicht [1]). Diese Eigenschaft kommt auch dem glimmerähnlichen Minerale zu.

Die so erhaltenen Blättchen sind fast farblos und vielfach mit organischer Substanz verbunden. Ob letztere auch als Einschluss in dem Minerale erscheint, konnte mit Sicherheit nicht nachgewiesen werden, es erscheint mir aber kaum zweifelhaft, überall auf Klüften und Spaltungsrissen ist sie in reichlicher Menge abgelagert. Auch in dem isolirten Materiale sieht man nicht allzu oft die Andeutung der sechsseitigen Form, und unter mehreren Tausenden von Blättchen wurde ein einziges gefunden, das ringsum ausgebildet ist, fünf Seiten verlaufen geradlinig, die sechste etwas gebogen. Es wurden hier die ebenen Winkel gemessen und seien die Kanten mit 1, 2, 3, 1′ 2′ u. 3′ bezeichnet. Ob nun mehrere Blättchen aufeinanderliegen, oder ob durch die basale Spaltbarkeit einzelne Blätter entstanden und gegen einander etwas verschoben worden sind, ist vorläufig einerlei. Thatsache ist, dass nur bei 1 und 1′ eine Kante, bei 2, 3 und 3′ je zwei und drei übereinander liegen, die jedoch (mit Ausnahme eines Falles bei 3′) kaum merkbare Abweichungen gegen den Parallelismus zeigen. Die messbaren ebenen Winkel sind 1 : 2, 2 : 3, 3 : 1′. 1 : 3′ gibt je nach Einstellung auf die verschiedenen Kanten sehr verschiedene Werthe.

---

[1]) Ich habe bei dieser Gelegenheit die Schliffe der Quarzporphyre aus dem Vicentinischen revidirt und gefunden, dass das von mir als „andalusitähnliches Mineral“ bezeichnete, wohl nichts anderes als Zirkon ist. Tschermak's Mineralog. u. petrogr. Mitthlg. B. II, 1880, S. 453 u. 454.

Die Längen der Kanten sind:

1 = 0·0262 Millimeter.
2 = 0·0306 „
3 = 0·0340 „
1′ = 0·0306 „
3′ = 0·0204 „

Zwei nahezu senkrechte grösste Durchmesser = 0·0578 und 0·0544 Millimeter.

Die erhaltenen Winkelwerthe wurden durch je zehn Einstellungen jeder Kante, Ablesung bis auf ¼ Grad und Bestimmung des Mittels erhalten,

sie sind 1 : 2 = 60° (g. Differenz 0)
2 : 3 = 57¼° (dto. ½°)
3 : 1′ = 64¼° (dto. ¼°)

Von ab und zu vorhandenen pyramidalen oder domatischen Flächen konnten keine zu irgend welchen Messungen verwendet werden.

Die Bestimmung der Hauptschwingungsrichtung wird durch die geringe Dicke der erhaltenen Blättchen und der damit verbundenen sehr schwachen Aufhellung unsicher, doch zeigen alle bei gekreuzten Nicols und voller Horizontaldrehung eine solche. Gegen die Kante 1 wurde sie bei dem zur Messung dienenden Kryställchen mit 62½° und 26·2° bestimmt, so dass sie gegen Kante 2 c 3° betragen würde. Hiebei muss aber bemerkt werden, dass nahezu innerhalb 6° Dunkelheit bleibt und dass die Einstellungen bei Natriumlicht auf die zwei aufeinander folgenden Wechsel von Aufhellung und Dunkelheit und umgekehrt erfolgte und das Mittel genommen wurde. Die angeführten Zahlen sind wieder ein Mittel von zwanzig Einstellungen mit Schwankungen von 24—28° und 59½—64°. Untersuchungen mit der Condensorlinse führten hier zu keinem Resultate, auf anderen Blättchen tritt eine Axe, von der man aber nur die schwarze Hyperbel sieht, aus. Ueber die Lage der Axenebene waren keine Anhaltspunkte zu erhalten. Wie aus der unten anzuführenden Analyse hervorgeht, ist das Mineral Chloritoid; bei jenem von Pregratten in Tirol schliesst Tschermak[1]) auf das monosymmetrische System, womit die Messungen bei dem vorliegenden Material nicht übereinstimmen, freilich ist dasselbe durchaus nicht darnach, um in dieser Richtung sehr vertrauenerweckende Werthe ermitteln zu lassen. Der Austritt einer optischen Axe auf c kann auch hier beobachtet werden. Nach Březina ist der Sismondin (Strueverit) von St. Marcel triklin[2]). Der bei diesem Minerale sonst so starke Pleochroismus kommt hier so gut wie gar nicht zum Ausdrucke, man ist nicht mehr im Stande, bei den etwas grünlichen Querschnitten den Farbenwechsel von der Absorption zu unterscheiden.

---

[1]) Tschermak und Sipöcz: Die Clintonitgruppe. Sitzungsberichte der kaisl. Akad. d. Wissensch. in Wien. B. 78. I. Abthlg. 1879. S. 569.

[2]) Anzeiger der kaisl. Akad. d. Wissensch. in Wien Nr. 14, 1876, S. 101.

Eine directe Härtebestimmung war nicht ausführbar, sie ist aber, wie man aus verschiedenen bekannten Eigenthümlichkeiten in Schliffen sehen kann, eine bedeutende.

Nach dem mit dem durch Flusssäure isolirten Material, dessen höheres specifische Gewicht erkannt war, lag es nahe, mit der Thoulet-Goldschmidt'schen Methode Versuche zu machen, ob sich eine Trennung der einzelnen Bestandtheile durchführen liesse, da trotz der anscheinenden, kaum merkbaren Veränderung durch Flusssäure dieses Material nicht zur Analyse verwendet werden sollte, um alle daraus resultirenden Zweifel im Vorhinein auszuschliessen. Es wurde ein Gesteinspulver durch ein Sieb mit 1 Quadrat-Millimeter Maschengrösse gelassen und in Lösungen von *c* 2·85 sp. G. eingetragen. Da ein guter Theil des Gesteinspulvers sehr fein war, so dauerte die vollständige Absonderung in zwei, durch ein klares Zwischenmittel der Lösung getrennte Partien allemale mehrere Stunden. Auf diese Weise wurden aus 70 Gramm, 12 Gramm schweres Material gewonnen, das, wie die mikroskopische Untersuchung zeigte, fast aus reinem Chloritoid mit sehr wenig Quarz, angereichertem Zirkon und organischer Substanz bestand. Der leichtere Theil enthielt fast nur Quarz und wenig mit diesen verwachsenen Chloritoid, das asbestartige Mineral und organische Substanz, Zirkon konnte keiner mehr gefunden werden.

Aus den 12 Grammen wurden mit einer Lösung von 3·165 sp. G. 7 Gramm gewonnen[1]). Trägt man hier das Pulver ein, rührt um und giesst schnell ab, so erhält man viele Zirkonkryställchen mit wenig Chloritoid, so dass man bei genügender Menge von Material durch öfteres Wiederholen des Verfahrens dieses Mineral nach und nach fast rein erhalten könnte.

In dem mit der Lösung von 3·165 sp. G. erhaltenen Absatz scheint kein Quarz mehr vorhanden zu sein, wenn man aber etwas von dem Pulver glüht, wobei der Chloritrid braun wird, so sieht man an feinen Einlagerungen, die farblos und überhaupt unverändert bleiben, dass auch hier noch etwas Quarz zurückgehalten wird; wohl mit ein Beweis für das 3·165 übersteigende sp. G. des Minerals. Da es sich hier jedoch nicht um die genaueste Ermittlung der Zusammensetzung der Substanz, sondern um deren Identificirung mit einem bekannten Minerale handelte, so wurde von weiteren Versuchen, sowohl diese geringe Beimengung als auch die organische Substanz zu beseitigen, abgesehen.

Die Pauschanalyse des Gesteines und jene des Minerales ergaben als Mittel je zweier sehr gut übereinstimmender Analysen die unter 1 und 2 angeführten Procentzahlen, unter 3 erlaube ich mir die von Sterry Hunt vom Chloritoid von Leeds in Canada[2]) und unter 4 jene von Sipöcz, des Chloritspath von Pregratten[3]) anzuführen:

[1]) Der abgeschiedene leichtere Theil besteht fast nur aus, in organischer Substanz eingehülltem Chloritoid.

[2]) Americ. Jnl. of Science etc. II. Serie, Bd. I, 1861, S. 433 und Ripport of geoloc. Survey of Canada, 1858, S. 194.

[3]) Tschermak und Sipöcz, die Clintonitgruppe a. a. O. S. 570.

	1	2	3	4
Kieselsäure . . . . =	78·84%	28·48%	26·30%	24·90%
Eisenoxyd . . . . =	—	—	—	0·55 „
Eisenoxydul . . . . =	6·48 „	21·88 „	25·92 „	24·28 „
Manganoxydul . . . =	Spur	0·97 „	0·93 „	—
Thonerde . . . . =	8·26 „	36·86 „	37·10 „	40·99 „
Magnesia . . . . =	2·69 „	2·80 „	3·66 „	3·33 „
Kalk . . . . . . =	0·29 „	0·59 „	—	—
Wasser . . . . . =	2·88 „	8·09 „	6·10 „	7·82 „
Schwefel . . . . . =	0·39 „	—	—	—
Organische Substanz . =	0·22 „	0·69 „	—	—
	100·05	100·36	100·01 [1])	101·87

Sowohl in 1 als auch in 2 waren Natron und Kali nachweisbar. Zur Durchführung der Analysen wurden je 1 Gramm, zur Bestimmung der Alkalien 2, beziehungsweise 1·71 Gramm verwendet. Die Trennungen erfolgten nach den üblichen Methoden. Der im Filtrat nach der Abscheidung der Kieselsäure mit Ammoniak erhaltene Niederschlag wurde gewogen, gelöst, die erhaltene kleine Kieselsäure zur Hauptmenge hinzugerechnet. Mit der grossen Quantität Thonerde und Eisenoxyd wird trotz gehörigem Zusatze von Salmiak etwas Magnesia mitgerissen, es musste daher das Filtrat nach der zweiten Fällung des Eisenoxydes auf ein Minimum eingeengt und mit dem Filtrate nach dem Kalke vereint werden. Das Filtrat nach der Thonerde ist magnesiafrei. Die Kieselsäure erwies sich bei der Prüfung mit Flusssäure als rein, hingegen konnte aus der kleinen Kieselsäure die letzte Spur Eisenoxyd nicht ausgezogen werden. Da sie aber nach Abzug der Filterasche 0·2% nicht üerstieg, wurde auf eine Trennung verzichtet. Das gewogene Eisenoxyd erwies sich thonerdefrei. Bei der Lösung der geglühten Niederschläge von Eisenoxyd, thonerde, kleiner Kieselsäure und kleinen Mengen Magnesia wird der letzte Rest von concentrirter Salzsäure nur sehr langsam aufgenommen, ich glaube diesen Umstand auf einen geringen Gehalt von Zirkonerde zurückführen zu sollen, doch war die Menge dieser und der kleinen Kieselsäure so gering, dass ich es vorzog, die erstere durch längeres Kochen in Lösung zu bringen und auf die quantitative Abscheidung von Zirkonerde zu verzichten. Bei der Analyse 1 hätte sich dem Resultate von 2 nach das Mangan quantitativ abscheiden lassen, da aber dessen Menge, wie ich noch zeigen werde, kaum 0·2% beträgt, so wurde die Analyse zu diesem Zwecke nicht wiederholt. Die Magnesia zeigt hier kein Mangan, die geringe Menge war also von dem Eisenoxyd mitgerissen. Bezüglich der Alkalien wäre zu erwähnen, dass die grosse Menge von Eisenoxyd und Thonerde trotz Dekantiren und ausgiebigstem Waschen einen Theil derselben zurückhält, die erhaltenen Mengen waren also gewiss zu klein. Selbst mit Rücksicht auf diesen Umstand, der ja bei der quantitativen Bestimmung ebenso ungünstig einwirken muss, als bei dem qualitativen Versuche, waren die erhaltenen Mengen so unbedeutend, dass eine nur annähernd genaue Bestimmung kaum möglich sein dürfte und begnügte ich mich mit dem

[1]) In Dana's Mineralogie irrthümlich 101·01.

Nachweise des Kalis neben Natron. Das Wasser wurde so wie die organische Substanz durch Glühen im Verbrennungsofen unter Zuführung von Sauerstoff bestimmt. Die hiebei erreichte Temperatur der Rothgluth genügte aber nicht, alles Wasser auszutreiben, denn die so behandelte Substanz verlor bei erhöhter Temperatur noch etwas an Gewicht (bei 2 = 0·71 %), welche Gewichtsabnahme, da wohl alles vorhandene Eisenoxydul zu Oxyd umgewandelt angenommen werden darf, dem noch vorhandenen Wassergehalt entsprechen wird und zu dem direct gefundenen hinzugerechnet ist. Die Wasserbestimmung müsste also nach der Sipöcz'schen Methode ausgeführt werden, wozu mir momentan die nöthigen Apparate fehlten. Dieser Befund stimmt auch mit einer anderen Beobachtung überein; glüht man nämlich Schliffe, so wird der Chloritoid wohl braun, verliert aber seine Durchsichtigkeit nicht, was erst bei Anwendung hoher Temperatur mit der Abgabe der letzten Antheile des Wassers geschieht. Das Eisenoxydul in 1 und 2 wurde nur aus dem gefundenen Oxyd (7·42% und 24·31%) berechnet, da die Gegenwart äusserst fein vertheilter organischer Substanz (durchaus nicht lauter Graphit) eine directe Bestimmung voraussichtlich ungenau machen musste.

Vergleicht man die Resultate der Analyse 2 mit 3 und 4, so ergeben sich nicht unerhebliche Differenzen, die theils aus der angeführten Beschaffenheit des Materials, theils durch das Vicariiren der Bestandtheile erklärt werden. Den höheren Kieselsäuregehalt möchte ich aber nicht ganz auf Rechnung der Beimengung von Quarz setzen, denn diese beträgt gewiss kein Procent. Spuren von Alkalien wurden von Suida auch im Sismondin von Sct. Marcel [1]) gefunden. Sie gehören hier gewiss dem Minerale und nicht einer Verunreinigung an. Aus dem Zusammenhalte der physikalischen Eigenschaften und der chemischen Zusammensetzung glaube ich mit voller Berechtigung das Mineral als Chloritrid bezeichnen zu können.

Vergleicht man die Analyse des gewonnenen Chloritoid mit der Pauschanalyse und nimmt an, dass alle bei letzterer gefundene Thonerde, d. i. 8·26% dem Chloritoid angehört, so würden ca. 22·41% dieses Minerals im Gesteine vorhanden sein, das directe Ausbringen war 17·14%, wobei jedoch der abgeschiedene Theil noch eine geringe Menge Chloritoid enthielt. Wenn man die Analyse 2 mit Hinweglassung der organischen Substanz, 1, auf 100 berechnet, 2, die für ca. 22·41% entsprechenden Mengen ermittelt, 3, und von jener der Pauschanalyse abzieht, so resultiren die Reste 4.

	1	2	3	4
Kieselsäure	= 28·48%	28·58%	6·40%	72·44
Eisenoxydul	= 21·88 „	21·95 „	4·92 „	1·56
Manganoxydul . . .	= 0·97 „	0·97 „	0·22 „	—
Thonerde	= 36·86 „	36·98 „	8·26 „	—
Magnesia	= 2·80 „	2·81 „	0·63 „	2·06
Kalk	= 0·59 „	0·59 „	0·13 „	0·16
Wasser	= 8·09 „	8·12 „	1·82 „	1·06
	99·67	100·00	22·38	

[1]) Die Clintonitgruppe a. a. O. S. 573.

Von dem so bleibenden Rest würde nur der der Kieselsäure eine einfache und ungezwungene Erklärung finden, alle andern unverwendeten Bestandtheile blieben unerklärt, wenn thatsächlich nur noch 22·41 Procent Chloritoid neben Quarz etc. vorhanden wären. Allein auch die Annahme von so viel Chloritoid erscheint durchaus nicht gerechtfertigt, denn der bei der Trennung abgeschiedene Quarz enthielt eine so geringe Menge, dass ich dem Verhältniss am nächsten zu kommen glaube, wenn ich nicht mehr als 18 Procent annehme. Hiedurch werden aber nebst andern Bestandtheilen 1·60 Procent Thonerde erübrigt, die als Grundlage für die Berechnung der Menge einer thatsächlich constatirten Beimengung des erwähnten asbestartigen Minerals dienen kann, woraus nach der unten anzuführenden Analyse 6·58 Procent desselben resultiren würden, eine Menge, die ich gegenüber der beobachteten für zu hoch halte. Da derlei Berechnungen doch immer nur einen sehr zweifelhaften Werth besitzen, so will ich sie hier nicht erst wieder anführen, sondern nur erwähnen, dass dann 72·10% SiO_2, nach Abzug des für 0·39% S nöthigen Fe mit 0·34%, 0·28% FeO, 1·33% MgO, 0·13% CaO und 0·65% H_2O erübrigen.

Namentlich die Differenz bei der Magnesia ist enorm hoch und weiss ich für sie keine andere Erklärung zu geben, als die Möglichkeit des Vorhandenseins localer Magnesiaglimmereinlagerungen, die aber sehr arm an Alkali sein mussten, anzunehmen — in meinen Präparaten konnte ich sie jedoch nicht constatiren.

Bekanntlich lässt sich aus diesen Mineralen durch heisse Salzsäure Eisen und Thonerde ausziehen. Die dabei beobachtbaren Umstände sind insofern von Wichtigkeit, weil sie als ein Behelf zur Unterscheidung von Chloritoid- und Sericit- oder Kaliglimmerschiefern dienen können. Nach vierstündigem Kochen liessen sich aus dem Chloritoidschiefer, dessen Analyse unter 1, Seite 226 gegeben ist, ausziehen: 6·76% Fe_2O_3, 7·46% Al_2O_3, 2·41% MgO, 0·22% CaO. In der abgedampften Lösung war nur eine Spur Kieselsäure enthalten, durch Kochen in kohlensaurem Natron des noch feuchten Rückstandes trat keine Kieselsäure in Lösung. Ja selbst dann, als aus einem sehr feinen Pulver durch lang anhaltendes Kochen mit Salzsäure fast alles Eisen, Thonerde etc. ausgezogen und 1·35 Procent Kieselsäure in Lösung gegangen waren, lieferte kochendes Natriumcarbonat keine solche, auch lässt sich eine flockige Ausscheidung niemals bemerken. Anders verhält sich dies bei Gegenwart von anderen glimmerähnlichen Mineralen, wie dies Seite 232 gezeigt werden wird. Mit concentrirter Schwefelsäure, die bis zum Abrauchen erhitzt wurde, konnte ich entgegen den Beobachtungen Kobell's den rein abgeschiedenen Chloritoid ebensowenig in dem Sinne zersetzen, dass eine flockige Abscheidung der Kieselsäure erfolgt wäre.

Eine Prüfung (2 Gramm) auf Chlor, Fluor und Bor ergab ein negatives Resultat.

Die vorliegende Mineralcombination ist also folgende: Quarz, Chloritoid bis zu höchstens 20 Procent, und ein asbestartiges Mineral in geringer Menge. Accessorisch treten hinzu: Zirkon, sehr untergeordnet Rutil und organische Substanz. Die äusserlich als graphitische Quarzphyllite erscheinenden Gesteine sind also echte Chloritoidschiefer,

die einzig durch ihren mehr metallischen Glanz von jenen unterschieden sind.

Es erübrigt noch, etwas über die Verbreitung des Chloritoides zu sagen. Bekanntlich wurde er von Fiedler am Ural entdeckt [1]), Gustav Rose besuchte später wieder diese Localität und er schildert das Vorkommen [2]), nach welchem der Chloritoid mit anderen Mineralen auf schmalen Gängen und Trümmchen einbricht, die einen schmirgelhaltigen Chloritschiefer durchsetzen. Es wäre vielleicht nicht uninteressant, wenn man diesen Schiefer untersuchte, ob er nicht vielleicht auch Chloritoid als Gemengtheil enthält, oder ob dieses Mineral lediglich als Neubildung auftritt. Als Gesteinsbestandtheil wurde er von T. Sterry Hunt in den palaeozoischen Schiefern von den Notre-Dam Mountains in Canada nachgewiesen [3]), welche er „Choritoidschiefer" nannte. Von der Marck constatirte das Vorkommen von Choritoid in Schiefern des Taunus [4]) und unterscheidet Hornblende-Chloritoidschiefer, Glimmer-Chloritoidschiefer und bunte Chloritoidschiefer. Nachdem die vorliegende Arbeit bereits abgeschlossen war, erschien die Abhandlung von A. Renard, in deren ersten, jetzt vorliegendem Theile das Vorkommen des Chloritoides in den Schiefern der Ardennen nur kurz angeführt [5]) und hauptsächlich die chemische Zusammensetzung behandelt ist, aus der der Autor einen Gehalt von circa 11—33½ Procent Chloritoid [6]) (beide Varietäten von Haybes) berechnet hat. Der zweite Theil mit der Darstellung der Structur u. s. w. ist noch ausstehend.

Mit Ausnahme des letzterwähnten Vorkommens, das sich der Vergleichung noch entzieht, sind alle anderen verschieden von dem hier besprochenen, theils wegen der verschiedenen Mineralcombination und theils deshalb, weil der Chloritoid hier farblos oder doch äusserst schwach gefärbt erscheint. Hier wie in den übrigen Vorkommen neigt er zur Bildung von radialen Aggregaten.

In Oesterreich ist nur das eine Vorkommen von Pregratten in Tirol bekannt. Gerade dieser Theil des Landes wurde noch nicht der geologischen Detailuntersuchung unterzogen und kann demnach nicht angegeben werden, ob das Mineral dort nur als Neubildung oder auch als Gemengtheil auftritt. Nach Liebener und Vorhauser [7]) ist nur das erstere der Fall, nach ihnen bricht es mit Bitterspath in Quarzgängen des Glimmerschiefers ein.

Von den nahe verwandten Ottrelithschiefern soll hier abgesehen werden.

---

[1]) G. Fiedler, Lagerstätten des Diapsor, Chloritspath, Pyrophyllit und Monazit, aufgefunden im Ural. Pogg. An. Bd. 25. 1832. S. 322.

[2]) Reise nach dem Ural etc. etc. Berlin 1837. I. Bd. S. 249 u. f.

[3]) Note on Chloritoid from Canada. Americ. Ac. of Science etc. II. Serie. 1861. Bd. 31, S. 442. Siehe auch Brush ebenda S. 358 u. N. Jhrb. f. Mrlg. etc. 1861. S. 577—578. Notiz.

[4]) Chemische Untersuchungen westfälischer und rheinischer Gebirgsarten und Mineralien. B. rheinische Mineralien. Verhandlg. d. naturh. Ver. d. p. Rheinl. u. Westf. 35. Jahrg. 1878. S. 257—262.

[5]) Recherches sur la composition et la structure de Phyllades Ardennais Bulletin du musée royal d'histoire naturelle de belgique. Bd. I. 1882, S. 12.

[6]) S. 34 gibt der Autor eine Tabelle über die Mengen der verschiedenen, die Schiefer von 13 Localitäten zusammensetzenden Minerale.

[7]) Nachtrag zu den Mineralien Tirols. 1866. S. 13.

3. Graphitische Glimmer-Chloritoidschiefer (Graphitschiefer).

Jenes Glied dieser Schiefergesteine, welches die Pflanzenabdrücke trägt, lässt oberflächlich ausser Graphit keinen seiner Bestandtheile erkennen, der Bruch ist matt und hier erscheinen ab und zu kleine weisse Schüppchen. Auf einigen Handstücken tritt ein grünliches fasriges Mineral auf, das sich als ein sehr feiner und äusserst zäher Asbest erkennen lässt, es bedeckt ausnahmsweise durch viele graphitische Auf- und Zwischenlagerungen unterbrochene handtellergrosse Flächen, durchsetzt das Gestein und zwar nicht in der Art, dass man es für eine Neubildung auf Klüften, sondern als einen Gemengtheil betrachten muss.

Die in den mittleren Theilen der Blätter kaum 4 Procent betragende Menge der organischen Substanz erschwert die Beobachtung nach jeder Richtung, ihre ungemein feine Vertheilung bedingt ihre Allgegenwärtigkeit. In Schliffen erkennt man deutlich Quarz, das asbestartige Mineral und „Thonschiefernädelchen", die hier in ziemlicher Menge in kleinsten Stäbchen erscheinen, im Gegensatze zu den Chloritoidschiefern, wo sie gänzlich fehlen. Die Anwesenheit des Chloritoids muss man durch ein paar aus der Finsterniss der organischen Substanz herausragende Zipfelchen mehr errathen.

Glüht man recht dünne Schliffe, so sieht man in einer grauen feinschuppigen Masse die braun gewordenen Querschnitte des Chloritoids. Da man aber lange und heftig glühen muss, um die organische Substanz zu beseitigen, so sind sie auch ganz undurchsichtig geworden. An Grösse kommen die Chloritoidindividuen jenen in den anderen Varietäten ziemlich gleich. Dieses Gestein scheint sich — abgesehen von der organischen Substanz — den Glimmerchloritoidschiefern des Taunus zu nähern; es ist zu bedauern, dass eine Analyse der letzteren nicht vorhanden ist, um einen Vergleich mit dem vorliegenden ziehen zu können, denn die Resultate der Analysen zeigen namentlich in den Alkalien Verhältnisse, die keinen sicheren Schluss dahin gestatten, die gegen die übrigen Bestandtheile überwiegende feinschuppige Substanz als Kaliglimmer anzusprechen — ja im Gegentheil. Die Analysen sind hier unter 1 und 2 angeführt, das Material zu 1 ist dem centralen Theile eines ungefähr $1\frac{1}{2}$—2 Centimeter dicken Blattes entnommen, das zu 2 unmittelbar von der Oberfläche mit Pflanzenabdrücken, beide mit Ausschluss des asbestartigen Minerals, gewonnen. Da die Resultate keine weitere, auf Grundlage sonstiger durchführbarer Beobachtungen fussende Deutung gestatten, wurde eine gesonderte Bestimmung des Wassers und der organischen Substanz bei 2 nicht mehr durchgeführt, sondern sind beide im Glühverluste enthalten, aus dem aber eine zunehmende Menge der organischen Substanz wohl hervorgeht, das Eisen ist als Oxydul angeführt, obwohl kaum zu zweifeln ist, dass ein Theil desselben als Oxyd enthalten ist.

Zur Analyse diente je 1 Grm., zur Alkalien-Bestimmung je 2 und 1·5 Grm. Für die des asbestartigen Minerals konnten vorerst nur 0·526 Grm. gewonnen werden, sie ist unter 3 angeführt. Da das lichtgrüne, faserige Mineral sich beim Glühen wie Chloritoid verhält, wurde

alles gefundene Eisenoxyd als Oxydul berechnet, die Differenz der Oxydationsstufen mit 2·90% dem Glühverluste hinzugerechnet und dieser als Wasser angeführt.

Zu bemerken wäre vielleicht noch, dass nach dem Aufschliessen mit kohlensauren Alkalien die Kieselsäure selbst noch nach dem Lösen der Schmelze die Form der ursprünglichen Fasern beibehält und erst beim Kochen zerfällt. Das verwendete Material war rein, aber vielleicht noch nicht ganz trocken, denn die letzte Wägung zeigte noch eine geringe Gewichtsabnahme, erheblich dürfte der mögliche Fehler kaum sein. Nach Erhalt weiteren Materiales behalte ich mir die eingehendere Untersuchung dieses Minerales und eine eventuelle Correctur der Analyse vor, das Resultat der jetzigen ist unter 3 angeführt.

	1	2	3	in 100 Theilen
Kieselsäure	= 58·10%	42·76%	24·43%	24·33%
Eisenoxydul	= 5·03 „	7·13 „	26·07 „	25·96 „
Manganoxydul	= Spur	Spur	Spur	
Thonerde	= 24·50 „	27·36 „	24·43 „	24·33 „
Magnesia	= 1·02 „	2·38 „	12·98 „	12·93 „
Kalk	= 0·84 „	0·49 „	0·74 „	0·74 „
Natron	= 0·93 „	2·03 „	—	—
Kali	= 1.01 „	2·62 „	—	—
Wasser	= 4·86 } „	16·65 „	11·75 „	11·71 „
Organ. Subst.	= 3·92 }			
	100·21%	101·42%	100·40%	100·00%

Die Analyse 1 erinnert einigermassen an die des „schwarzen Thonschiefers“ von Agordo, wie sie v. Groddeck gibt[1]), noch mehr das Verhalten vor dem Löthrohre. Allein sehr wesentlich ist der Unterschied in den Alkalien, der bei 1 und 2 in ähnlicher Weise sich äussert, sowohl der Menge als dem Verhältnisse von Natron zu Kali nach, das hier vorhandene glimmerähnliche Mineral kann demnach kaum mehr als Kaliglimmer angesehen werden.

Da eine ganze Reihe von Versuchen die fast alles verhüllende, ungemein fein vertheilte organische Substanz ohne wesentliche Veränderung der ohnehin schon schwer zu bestimmenden Minerale zu beseitigen scheiterten, so muss auf eine völlige Aufklärung der Zusammensetzung dieser durch die aufliegenden Pflanzenabdrücke so hoch interessanten Gesteine vorerst wenigstens verzichtet werden und der sicher constatirten Combination: Quarz, Chloritoid, asbestartiges Mineral, ein „glimmerähnliches Mineral“ als Hauptbestandtheil hinzugefügt werden, ja, nach einigen Beobachtungen ist die Gegenwart einer amorphen Substanz nicht ausgeschlossen.

Seit Jahren werden die Graphite dieser Gegend in unserem Laboratorium untersucht, deren Kohlenstoffgehalt zwischen 50 und 80% schwankt. Die mehrfach untersuchten Aschen enthalten neben Quarz ein Thonerdesilicat, das magnesia-, kalk- und alkaliarm ist und die sich

---

[1]) Zur Kenntniss einiger Sericitgesteine etc. etc. N. Jahrbuch f. Min. etc., Beil. Bd. II, 1882, S. 129.

mehr weniger in ihrer Zusammensetzung den Analysen 1 und 2 nähern, in der Regel aber etwas mehr Kalk enthalten.

Das Material, welches zur Analyse 1 diente, wurde auch der Behandlung mit concentrirter, heisser Salzsäure unterzogen, und da stellte sich denn heraus, dass hier eine wirkliche Zersetzung von Silicaten stattfindet, denn nicht nur, dass flockig abgeschiedene Kieselsäure wahrnehmbar ist, lässt sich ein Theil mit kochendem Natriumcarbonat ausziehen.

Nach 4 Stunden wurden erhalten:

Getrockneter, unzersetzter Rückstand, in dem also die organische Substanz mit enthalten ist	= 64·52% [1]
Eisenoxyd	= 4·27 „
Thonerde	= 14·20 „
Magnesia	= 0·90 „
Kalk	= 0·50 „
In Natriumcarbonat gelöste Kieselsäure	= 9.70 „
	94·29%

Rechnet man den ganzen Wassergehalt hinzu, so resultiren 99·15 Procent, wovon noch die Differenz des Eisenoxyduls gegen das hier in Rechnung gesetzte Oxyd abzuziehen wäre, man ersieht, dass auch ein grosser Theil der Alkalien in Lösung gegangen sein muss. Die angeführten Resultate weisen darauf hin, dass neben evidenter Zersetzung auch ein Ausziehen, namentlich von Thonerde stattfindet, was bei der Anwesenheit des Chloritoid natürlich ist. Aus dem Eisengehalte der Analyse 1, Seite 231, und den Zersetzungsresultaten liesse sich eine Berechnung der vorhandenen Chloritoidmenge durchführen, deren Resultate aber doch nur einen sehr zweifelhaften Werth besitzen könnten, wesshalb ich deren Anführung hier unterlasse.

Hiemit sind die Gesteine des Profiles von der Wurmalpe erschöpft und es folgen die

Gesteine aus dem Palten- und oberen Ennsthale.

A. Chloritoidführende Gesteine.

Gesteine, welche dem phyllitischen Turmalingneisse ähnlich wären, liegen in dem sehr reichen Materiale der angeführten Gegenden nicht vor, vorwiegend sind es grüne Schiefer (auf der Karte: Chloritschiefer), typische Phyllite und graue bis fast schwarze Schiefer (auf der Karte: Thonglimmerschiefer); die letzteren sind nach der Mittheilung des Herrn Oberbergrath, D. Stur, in westlicher Erstreckung das Aequivalent der Chloritoidschiefer von der Wurmalpe, und unschwer lässt sich in der Zusammensetzung die Verwandtschaft durch den auch hier vorhandenen

[1]) Nach dem Glühen 60·60%. Die Differenz gibt zufällig genau die gleiche Menge, wie sie für die Bestimmung der organischen Substanz durch Verbrennung gefunden wurde, nämlich 3·92%, was jedoch hier zu niedrig sein muss, da mit dem unzersetzten Mineral wohl auch noch Wasser verbunden sein dürfte.

Chloritoid erkennen. Ich stelle sie den übrigen Gesteinen hier voran, weil sie durch den Gehalt an Chloritoid die nächsten Verwandten der eben beschriebenen sind und weil die anderen durch ihre grosse Verwandtschaft oder besser durch ihre Gleichheit mit den Gesteinen einer anderen Gebirgsgruppe zweckmässiger für sich behandelt werden.

Aeusserlich würde man sie als graphitische Kalkglimmerschiefer bezeichnen, welcher Name jedoch, um mögliche Irrthümer zu vermeiden, gleich in

1. graphitische Kalk-Chloritoidschiefer

richtig gestellt werden muss, weil der Glimmer durch Chloritoid vertreten wird. Dieses Mineral besitzt, dem Aufsammlungsbezirke dieser Gesteine nach, eine grosse Verbreitung, wenn die Menge desselben auch so weit herabsinkt, dass man nicht mehr von Chloritoidschiefern, sondern höchstens von chloritoidführenden Schiefern sprechen kann. Da sich jedoch die letztere Bezeichnungsweise mit der obigen bereits eingebürgert, die eine Combination von vorwiegend Quarz mit Kalk (oder doch rhomboëdrischen Carbonaten, in deren isomorphen Mischungen das des Kalkes vorherrscht) und Glimmer andeutet, schlecht vereinen liesse, so möge zur Anzeige, dass das, wenigstens bis jetzt, in Gesteinen seltener aufgefundene Mineral „Chloritoid" enthalten ist, der Name auch für die chloritoidärmsten Varietäten angewendet bleiben, schon desshalb, weil hier hiedurch auch die geologische Zusammengehörigkeit ausgedrückt wird.

Der diese Gesteine enthaltende Zug erreicht, soweit bis jetzt bekannt, seinen westlichsten Punkt in dem Vorkommen aus der Gegend von Gröbming (auf der Karte: Thonglimmerschiefer); wie schon der oben angeführte Name sagt, tritt hier Kalk (im weiteren Sinne als eine Mischung rhomboëdrischer Carbonate) in das Gemenge ein. Es kann nun aus dem vorhandenen Materiale nicht ganz klar ersehen werden, wo in der Streichungsrichtung das Hinzutreten des Kalkes beginnt, ob dasselbe allmälig oder plötzlich geschieht, oder sehr wechselnd ist, es muss die volle Erkenntniss dieses Umstandes der Zukunft aufbehalten bleiben. Auch hier tritt eine Verbindung dieser eigenartigen Chloritoidgesteine mit jenen ein, welche unter 3 als graphitische Glimmer-Chloritoidschiefer beschrieben wurden, so dass über die nahe Verwandtschaft kein Zweifel obwalten kann; in welcher Weise das Zusammenvorkommen auftritt, wird weiter unten angegeben werden.

Die Gesteine selbst lassen sich kurz beschreiben, sie sind seltener licht-, meist sehr dunkelgrau, zeigen nicht selten Andeutungen des metallischen Glanzes auf den Schichtflächen, oft ist er fettig und nur selten seidenartig. Ausnahmslos zeigen sie Parallelstructur, die von dünner, streifiger Schieferung bis zur dickplattigen Absonderung geht, mit ihr schreitet im gleichen Sinne die Korngrösse vor, die von mikroskopischer bis zur Mohnkorngrösse wächst. Auf den Schichtflächen tritt ab und zu Chloritoid in reichlicherer Menge, als schwach grünlichgelber schuppiger Ueberzug auf, ohne dass die Art des Minerals auch dem vorbereiteten Auge erkennbar wäre. Alle diese Gesteine brausen beim Betropfen mit Säure lebhaft. In Schliffen zeigen sie sich zusammen-

gesetzt, aus: Quarz, einem rhomboëdrischen Carbonate, Chloritoid und etwas organischer Substanz. Accessorisch treten namentlich Kiese und andere oxydische Erze des Eisens, Turmalin und auch wieder Zirkon, letzterer in sehr geringer Menge, hinzu. Die gegebene Reihenfolge entspricht auch den Mengenverhältnissen. Die an rhomboëdrischem Carbonat ärmsten Varietäten, so von „Trieben, Paltenthal" (auf der Karte: Thonglimmerschiefer), nähern sich den Chloritoidschiefern natürlich am meisten, in ihnen verschwindet stellenweise das Carbonat ganz, es ist dieses das den Chloritoidschiefern nächst gelegene Vorkommen, ein Maximum erreicht es in einem Handstücke „südlich vom Lerckeck bei Irdning O" (auf der Karte: Silurschiefer) mit 44 Procent. Der Chloritoid beträgt hier kaum 1 Procent und geht in Schliffen fast ganz verloren, er ist mehr an der Oberfläche angesammelt. Aus diesem Gesteine wurde er mittelst der Thoulet-Goldschmidt'schen Lösung isolirt.

Die „bei Hohenberg, Irdning N.-O." und „bei Gröbming" gesammelten Proben (auf der Karte: Thonglimmersshiefer) zeichnen sich durch ihr feines Korn aus.

Quarz, rhomboëdrisches Carbonat und Chloritoid sind ohne alle krystallonome Begrenzungen: Körner und Blättchen. Das Gestein erscheint so namentlich in den Varietäten mit gröberem Korn zuckerkörnig. In den Quarzindividuen, die hier ebenfalls meist ohne sichtbare Grenzen zu Körnern verwachsen sind, tritt die organische Substanz nicht selten als Einschluss auf, ein wichtiger Umstand, der auf die Bildung dieser Individuen bei Anwesenheit der bereits verkohlten Vegetabilien mit Sicherheit schliessen lässt, gleiches gilt vom rhomboëdrischen Carbonat und wahrscheinlich auch vom Chloritoid, doch hier erfordert die lamellare Zusammensetzung bei der Beurtheilung, ob Einschluss, ob Zwischenlagerung, grosse Vorsicht. Bei den beiden anderen Mineralen ist aber die Einschliessung evident. Das rhomboëdrische Carbonat besteht vorwiegend aus Calcit, enthält aber nennenswerthe Mengen von Eisenoxydul- und Magnesium-Carbonat, löst sich aber leicht in kalter, sehr verdünnter Salzsäure; es zeigt reichlich die bekannten Zwillingslamellen. Namentlich der isolirte Chloritoid ist von dem früher beschriebenen in keiner Weise unterschieden, hie und da erscheint er schwach grünlich und pleochroitisch.

„Im Schwarzenbach bei Trieben" (auf der Karte: Silurschiefer) verschwindet die organische Substanz fast ganz, die Anwesenheit des Chloritoid ist zweifelhaft, ansonst ist die Combination Quarz und rhomboëdrisches Carbonat mit etwas Turmalin die gleiche — gewiss kommt auch vereinzelt gestreifter Plagioklas hinzu.

Vom „Ausflusse des Sölkerthales, östlich von Gröbming", (auf der Karte: Thonglimmerschiefer) liegt eine Varietät vor, die sehr arm an organischer Substanz und bräunlich gefärbt ist. Der letztere Umstand rührt von der Zersetzung des rhomboëdrischen Carbonates her, die vorhandene Menge des Eisenoxydulcarbonates genügt, um bei dessen Zersetzung und der Bildung von Eisenoxydhydrat die Pseudomorphosen vollständig braun zu färben. Beim Betropfen mit Säure tritt noch lebhaftes Brausen ein, der Kalk wurde also nicht weggeführt.

Auch nach Osten besitzen diese Gesteine eine Fortsetzung, es liegt eine von Herrn Professor Toula gesammelte Probe aus dem „Veitschsgraben vom Wege von der Grube in der Veitsch zum Radwirth“ vor, die an der Oberfläche stark graphitisch ist und auf Bruchflächen sich den eben beschriebenen Gesteinen sehr ähnlich erweist. Während aber diese, wie bereits bemerkt, mehr zuckerkörnig sind, so weit dies die Parallelstructur gestattet, tritt hier das Carbonat von ähnlicher Zusammensetzung wie oben in Rhomboëdern, in den grossen Quarzkörnern regellos vertheilt, auf. Die Krystalle (wie es scheint, das Grundrhomboëder) sind von verschiedener Vollkommenheit und Grösse, die kleinsten modellscharf, die grösseren vielfach verwachsen und unterbrochen. Die Quarzkörner bestehen aus vollständig verwachsenen, meist sehr kleinen Individuen und zwischen den Körnern liegt die organische Substanz und äusserst wenig Chloritoid.

Einen eigenthümlichen Charakter besitzen bei Irdning anstehende Gesteine. An der Oberfläche sehen sie den Schiefern, die Pflanzenabdrücke tragen und in denen das asbestartige Mineral auftritt, sehr ähnlich, die Aehnlichkeit bezieht sich aber nur auf papierdünne Schichten, die die höchstens 1 Centimeter dicken, meist viel dünneren, Blätter der Quarz-Kalk-Chloritoidcombination, die nur an Bruchflächen hervortritt, überziehen. Die Ueberzüge bestehen vorwiegend aus einem glimmerähnlichen Minerale, Chloritoid, der namentlich im abgeschuppten Materiale gut kenntlich ist, und einer reichlichen Menge organischer Substanz, sie stehen den Pflanzenabdrücke tragenden Schiefern sehr nahe, nur dass hier Turmalin als accessorischer Bestandtheil hinzukommt. Der Kalk-Chloritoidschiefer ist noch viel mehr gebräunt, als das Vorkommen vom Ausflusse des Sölkerthales und sehr arm an organischer Substanz. Es herrscht hier also ein ähnliches Verhältniss, wie in dem Profil von der Wurmalpe, wo auf die Chloritoidschiefer die Graphitschiefer mit dem vorherrschenden glimmerähnlichen Minerale folgen. Die ersteren sind bei St. Michael sehr mächtig entwickelt, weit weniger mächtig die zweiten, die hier zu papierdünnen Ueberzügen herabsinken.

Die bei Irdning anstehenden Schiefer waren nach der Mittheilung des Herrn Oberbergrath Stur während der Tertiärzeit unter Wasser, dadurch ist die Zersetzung des Eisenoxydulcarbonates leicht erklärt.

2. Graphitische Glimmer-Chloritoidschiefer.

Noch mehr nähern sich die Vorkommen vom „Hammer S. v. Pruggern bei Gröbming“ (auf der Karte Thonglimmerschiefer) den Pflanzenabdrücke führenden Schiefern, es wird hier auch das asbestartige Mineral wieder sichtbar, Chloritoid tritt aber sehr stark zurück. Die körnige Textur der einzelnen Blätter ist vollkommen verschwunden, sie ist nun fast faserig geworden.

Aus der Umgebung der Graphitflötze von Schwarzenbach bei Trieben (auf der Karte Silurschiefer) und von St. Lorenzen bei Rottenmann (ebenso) liegen Handstücke schwarzer Schiefer vor. Sie sind dünnplattig (1 Millimeter Dicke wird selten erreicht) und lässt sich schon an den Handstücken die ungleiche Vertheilung

der organischen Substanz erkennen, indem einzelne Blätter ganz oder zum Theile weiss erscheinen. Der Glanz ist ebenfalls ungleich vertheilt, im Allgemeinen schwach. Sowohl an den Stücken, als auch namentlich in Schliffen ist eine sehr starke Fältelung und Knickung zu sehen, was wohl in der Art der Lagerung begründet ist. Die Schichten sind nämlich sehr steil aufgerichtet, an das altkrystallinische Gebirge des Bösenstein angelehnt und ist der Graphitschieferzug sehr eingeengt.

In Schliffen sieht man, dass sowohl dünne Quarzbänder als auch mitunter solche, die nur aus einem glimmerähnlichen Minerale bestehen, abwechseln. Die letzteren sind manchmal fast ganz frei von organischer Substanz, andere ganz erfüllt von ihr. Hier erscheint der Chloritoid häufig zwischen den vielen kleinen Quarzkörnchen schwach gefärbt und pleochroitisch, am sichersten ist er im abgeschuppten Materiale nachweisbar.

Bei genügender Menge dieses Gesteines könnte wahrscheinlich aus ihm das glimmerähnliche Mineral genügend rein erhalten werden, um eine Analyse durchzuführen. Aus ihr wäre wohl das Mineral bestimmbar und bei der vorausgesetzten Identität mit dem glimmerähnlichen, in den Pflanzenabdrücke tragenden Schiefern das dort gebliebene Räthsel zu lösen.

B. Chloritoidfreie Gesteine.

Eine zweite grosse Gruppe ist von jener der chloritoidführenden Gesteine, welche durch den Gehalt an organischer Substanz alle dunkler gefärbt erscheinen, durch das Fehlen dieser zwei Bestandtheile schon äusserlich streng geschieden. Sie präsentiren sich als grüne Schiefer und als typische Phyllite. Die ersteren lassen sich makroskopisch in grüne Glimmerschiefer und in solche, in denen ihrer Härte und Farbe nach ein Hornblendegehalt zu vermuthen ist, also in Hornblendeschiefer theilen.

Die mikroskopische Untersuchung lehrt aber, dass die ersteren Gneisse sind, die in der Ausbildungsweise und Zusammensetzung mehrfach variiren. Im Nachfolgenden soll eine kurze Beschreibung der einzelnen Gesteinsarten gegeben werden und es kann schon hier hervorgehoben werden, dass sie sich eng an jene des Wechselsgebirges zwischen Kirchberg und Vorau, Rettenegg und Aspang anschliessen[1]), welche jüngst A. Böhm[2]) beschrieben hat; von der dort angeführten Reihe erscheinen hier im Palten- und oberen Ennsthale: Albitgneiss, Glimmerschiefer, Epidot-Glimmerschiefer, Chloritgneiss, Dioritschiefer und Epidot-Hornblendeschiefer wieder, von denen hier manche in eine Gruppe vereint wurden. Fast alle diese Gesteine sind durch einen

[1]) Eine mögliche Fortsetzung der Formationsglieder des Profils zwischen Kraubath und Liesing wird von Stur in vorstehender Abhandlung S. 196 (S. A. S. 8) Absatz 9 vermuthet. A. Miller erwähnt der reichlichen Quarzausscheidung in den „Glimmerschiefern" dieser Gegend (die zum grössten Theile Albitgneisse sind), was mit der Mittheilung Böhm's bei der Schilderung des landschaftlichen Charakters der Gegend des Wechsels übereinstimmt. A. Miller siehe bei Stur S. 191 (S. A. S. 3) Böhm untenstehende Quelle S. 198—199.

[2]) Tschermak's mineralog. u. petrogr. Mitthl. B. V, 1883. S. 197—214.

hohen Titangehalt ausgezeichnet, welches Element theils in der Form des Titaneisens, theils als Titansäure, in der des Rutil, am häufigsten als Titanit erscheint. Nur selten wird man auf solche Ausdehnung so titanreiche Gesteine wiederfinden.

1. Fibrolithgneiss.

Eine Ausnahme hievon macht ein sandsteinartig aussehender, mehr feinkörniger Gneiss, nördlich von Aigen, nordöstlich von Aich, östlich von Iridning (auf der Karte: Thonglimmerschiefer), der auch in seinem Aussehen und seiner Zusammensetzung von allen übrigen Gesteinen wesentlich abweicht, er macht den Eindruck eines weit älteren Gneisses. Er besteht aus Quarz, Feldspath, welcher nur zum geringsten Theile eine Zwillingsstreifung zeigt, und aus braunem Biotit. Ausserordentlich reich ist er an putzenförmig vertheiltem Fibrotith, so dass er als ein ausgesprochener Fibrolithgneiss bezeichnet werden muss. Der Biotit ist oft sehr reich an eingeschlossenem Fibrolith, der hier mitunter in ausserordentlich scharf contourirten Kryställchen erscheint. Accessorisch erscheinen licht gefärbte Granatkörner in Mohnkorngrösse, sie enthalten vielfach Quarz- und Biotiteinschlüsse, welch' letztere wieder Fibrolith umschlossen haben. Kleine Zirkonkryställchen sind selten [1]).

2. Albitgneiss.

Von den Albitgneissen sind es vorwiegend feinkörnige Varietäten, die mir vorliegen, so Handstücke vom Zusammenflusse der beiden Gollingbäche (auf der Karte: Chloritschiefer), die durch ihre dünnplattige Absonderung charakterisirt sind. Die einzelnen Blätter erreichen kaum 1 Millimeter Dicke, an ihrer Oberfläche bildet grüner Biotit in Schuppen einen sehr gleichmässigen Ueberzug, der theils sehr ebenflächig, theils riefig verläuft. Der Axenwinkel des Biotit ist sehr klein. Mit freiem Auge sieht man nur noch vereinzelte hanfkorngrosse dunkle Granaten, seltener sind es verzerrte Rhombendodekaëder, meist Körner. Mit der Loupe gewahrt man ausserdem noch schwarze glänzende Blättchen, deren Dimensionen auf ein und derselben Fläche ziemlich gleich bleiben, auf verschiedenen aber auch verschieden sind, so bewegen sie sich auf einer Seite eines Handstückes innerhalb 1—2 Millimeter, auf der anderen weit mehr um $^1/_2$ Millimeter herum, ihre Dicke erreicht circa 0·1 Millimeter; alle zeigen eine etwas längliche Form. Ihre Menge ist auf der Oberfläche sehr bedeutend und bedeckt schätzungsweise im Durchschnitte den achten Theil der Gesammtoberfläche. Dieses Erz wird vom Magnet nicht angezogen, löst sich ziemlich leicht in heisser concentrirter Salzsäure; die zur Trockene abgedampfte und ohne Rückstand wieder aufgenommene Lösung gibt Reactionen des Eisenoxyd (die frisch bereitete auch solche des Oxydul) und scheidet sich bei entsprechender Ver-

[1]) Das Gestein ist ähnlich dem Fibrolithgneiss von Pirawies. Becke, die Gneissformation des niederösterr. Waldviertels. Tschermak mineralog.-petrogr. Mitthl. B. IV, 1881, S. 213.

dünnung und Kochen aus ihr eine reichliche Menge von Titansäure ab, es ist also Titaneisen. Ein directer Versuch mit der Phosphorsalzperle lässt den Titangehalt nicht erkennen, weil die bekannte Färbung durch die des Eisens verdeckt wird. Wie weiter gezeigt werden wird, tritt der Titangehalt in benachbarten Gesteinen in anderer Form auf.

Die Farbe des Gesteines ist auf einzelnen Flächen rein grün, auf anderen zeigt sie einen Stich in's Graue, was von der Dicke der Glimmerschicht abhängt, denn unter ihr liegen, wie man auf Bruchflächen sieht, sehr kleine Quarz- und Feldspathindividuen. Von letzteren wurde ein Kryställchen von circa 1·1 × 0·5 Millimeter aus dem Gestein präparirt, es erwies sich als ein Zwilling nach Art der Karlsbader, und so klein dieser ist, ähnelt er sehr jenen von Albit, wie sie von Fusch aus dem Chlorit bekannt sind. Die Messungen des Spaltwinkels und der Auslöschungsrichtung geben die entsprechenden Werthe für Albit, welcher Befund von meinem geehrten Freunde Dr. M. Schuster vollkommen bestätigt wurde. Die Constatirung der Art des vorliegenden Feldspathes war wichtig, weil erst hiedurch die vollständige Uebereinstimmung der Gesteine vom Wechselgebirge mit den hier zur Beschreibung gelangten dargethan ist.

In schief gegen die blättrige Absonderung hergestellten Schliffen treten der Glimmer und das Titaneisen der Menge nach zurück, den ersten Rang nimmt der Feldspath ein, er ist weitaus vorwiegend in länglichen Körnern mit genäherten parallelopipedischer Form zur Ausbildung gelangt, schärfer contourirte Krystalle gehören zur Seltenheit. Die mittleren Dimensionen sind 0·24 × 0·14 Millimeter, die nur ausnahmsweise etwas stärker überschritten werden. Polysynthetische Zwillingsbildung konnte gar nicht wahrgenommen werden, solche von zwei Blättern erscheinen öfter, nichtsdestoweniger halte ich alle Feldspathindividuen für nur eine Art; es wurde ja von Schuster in seiner bekannten Arbeit der Nachweis geliefert, dass die beiden Endglieder der Plagioklasreihe seltener polysynthetische Zwillingsbildung aufweisen als die Mittelglieder. Die Substanz ist völlig klar, aber massenhaft sind wieder die Einschlüsse, wie sie bereits oben von mir und von Böhm (a. a. O. S. 203) beschrieben wurden. Es ist hier vorwiegend Epidot, in zum Wirthe verhältnissmässig grossen Körnern, die wieder Einschlüsse enthalten. Das Titaneisen verhält sich als Einschluss mit darin auftretendem Feldspath genau so, wie es Böhm (S. 205) vom Magnetit angibt. Obwohl Kaliglimmer im Gesteine sonst äusserst selten ist, erscheint er als Einschluss öfter.

Der Quarz spielt als Gemengtheil in der Form von Aggregaten kleiner Körnchen hier eine ganz untergeordnete Rolle.

Sehr häufig hingegen ist der Epidot in langgezogenen prismatischen Gestalten mit ausgesprochener basischer Spaltbarkeit. Seine längsten Individuen messen 0·6 Millimeter bei nur 0·03 Millimeter Breite, die kürzeren erreichen jedoch gegen ihre Länge eine viel grössere Dicke, so dass die eben angegebene weit übertroffen wird. Er ist nahezu farblos bis dunkel schwefelgelb und demgemäss pleochroitisch. Seine Vertheilung ist wechselnd, bald wird die Menge sehr gross, bald verschwindet er fast, aber doch nie ganz; wir werden ihn noch häufig begegnen, es fällt schwer, ihn als „accessorisch" zu betrachten, ich

möchte ihn hier als einen integrirenden Bestandtheil auffassen, wofür, abgesehen von der wechselnden Menge, die auch bei allen anderen Bestandtheilen im gleichen Masse statthat, seine grosse und allgemeine Verbreitung spricht. In Handstücken kann er, trotzdem man seine Anwesenheit kennt, selbst mit der Loupe nicht erkannt werden.

Wirklich accessorisch treten Muscovit (2—3 Blättchen in einem Schliffe), winzige Turmalinsäulchen, ein rhomboedrisches Carbonat und in Umwandlung begriffener Pyrit auf. Granaten erscheinen in meinen Präparaten nicht, doch wurden solche schon makroskopisch constatirt. In einzelnen Blättern, wie es scheint aber selten, erscheint das rhomboedrische Carbonat reichlich, Glimmer, Feldspath und namentlich Epidot treten dann sehr zurück.

Von dem Materiale, welches Böhm zur Grundlage seiner Beschreibung diente, steht mir jenes mit den einschlussreichen Feldspathen nicht zu Gebote, aus den beiden Beschreibungen geht aber hervor, dass mir hier eine epidotreiche, hingegen muscovitarme Varietät vorliegt. Gross ist die Aehnlichkeit bei jenen, wo beiderseits der Feldspath sehr zurücktritt und die Menge des Quarzes bedeutend anwächst, so z. B. liegt mir ein Handstück von derselben Localität: dem Zusammenflusse der beiden Gollingbäche, vor, das grosse weisse Quarzpartien enthält und von dem einzelne Blätter sehr reich an kleinen Granaten sind. In Schliffen sind die granatfreien Theile von dem Böhm'schen Original von der steinernen Stiege kaum zu unterscheiden, nur sind die ersteren etwas muscovitärmer. Die granatführenden bestehen vorwiegend aus Biotit, Titaneisen, Quarz und einer grossen Anzahl sehr kleiner Epidotsäulchen. Hier treten auch mehr dickere Rutilkryställchen auf. Zwillinge nach den beiden Gesetzen liegen oft hart nebeneinander. Die Granaten sind rosenroth und enthalten vielfach Erzeinschlüsse.

Bei Handstücken von Donnersbachwald tritt äusserlich die nahe Beziehung zu dem eben beschriebenen Gneiss gut hervor, aber durch die Zunahme des Muscovitgehaltes wird die Farbe dieses äusserst dünnblättrigen Gesteines lichter. Die Oberfläche ist riefig, das Ganze gefältelt. Einen grauen Schiefer von Schladming, Eingang des Thales (auf der Karte: Thonglimmerschiefer) würde man als „Phyllit" ansprechen, erst das Mikroskop lehrt, dass auch er hieher gehört und mit dem unmittelbar vorhergehenden sehr nahe verwandt ist. Seine lichtere Farbe wird zum Theile auch durch die Art der Vertheilung der Glimmerminerale bedingt, diese bilden nämlich hier nur an der Oberfläche dünne zusammenhängende Häute, sonst aber ein gleichmässigeres Gemenge mit Quarz, Erz, Feldspath und einer reichlicheren Menge kleiner Turmalinkryställchen, aus dem der Epidot fast ganz verschwunden ist. Der Schladminger graue Gneiss ist ebenfalls sehr dünnblättrig, riefig und mannigfach gebogen, noch reicher an Muscovit als der Donnersbachwalder grüne, während der Biotit nur mehr in isolirten Blättchen, ausnahmsweise in schuppigen Aggregaten von geringer Ausdehnung zu sehen ist. Die Grösse der Mineralindividuen sinkt sehr herab, das Erz schwankt stark in der Grösse des Kornes und wird mitunter sogar staubartig, was dem Gestein in Schliffen parallel der blättrigen Absonderung im ersten Moment ein klassisches Aussehen

verleiht. Während alle anderen Bestandtheile in ihren Dimensionen gegen den Donnersbachwalder Gneiss noch weiter herabgesunken sind, sind die Turmalinkryställchen nicht nur gleich geblieben, sondern sogar grösser geworden.

3. Glimmerschiefer.

An die Albit-Biotitgneisse schliessen sich Gesteine an, die äusserlich als grüne Glimmerschiefer bezeichnet werden müssen. Die mikroskopische Untersuchung lehrt, dass sie in verschiedenen der dünnen Blätter eine wechselnde Zusammensetzung besitzen, es waltet in der Mehrzahl der Biotit sehr vor, sie bestehen fast nur aus diesem Minerale mit etwas Quarz und einem rhomboedrischen Carbonat. Andere sind reich an Quarz und hier kommt dann auch mehr weniger Feldspath hinzu, wodurch sie zu Gneiss werden. Nach dem mir vorliegenden Material zu urtheilen, erreichen jedoch die Feldspath führenden Zwischenlagen keine grössere Bedeutung, wesshalb ich diese Gesteinsgruppe als

a) Biotitschiefer

bezeichne. Sie sind alle durch eine reichliche Menge von Titanit ausgezeichnet, der in ganz eigenthümlicher Weise auftritt. Wir begegnen also hier wieder einen nennenswerthen Titangehalt, der in dem Gneiss in der Form des Titaneisens, seltener im Rutil, hier im Titanit erscheint.

Als Typus mag das Gestein vom Zusammenfluss der beiden Gollingbäche (auf der Karte: Chloritschiefer) dienen. Es ist in seinem geologischen Auftreten an einen bestimmten Punkt gebunden. Der Zusammenfluss der beiden Bäche ist durch einen schmalen Kalkzug bezeichnet, der hier ausnahmsweise von S. nach N. streicht und sich wieder nach O. wendet. Der Kalk ist von einem mächtigen Schieferzuge überlagert, in welchem die Glimmerindividuen am grössten ausgebildet sind.

Zwischen den grobschuppigen grünen Glimmerlamellen und häufig von diesen so umhüllt, dass sie eben noch durchschimmern, liegen zahlreiche Kryställchen eines weisslichen bis schwach schmutzig gelblichen Minerals, dessen Dimensionen sich um 1 Millimeter bewegen, selten kleiner werden oder bis 2 Millimeter anwachsen und dessen Formen zu flach linsenförmigen, etwa verschobenen Briefcouverts ähnlichen, seltener etwas länglichen Krystallen führen. Auffallender Weise sieht man nie Zwillinge. Sie sinken zum grössten Theile in einer Lösung von nahe 3·2 sp. Gew. rasch unter, ein Theil schwimmt aber schon bei 3·1. In dem Materiale von über 3·2 sp. Gew. wurde Kieselsäure, Titansäure, Thonerde, wohl grösstentheils dem eingeschlossenen Minerale angehörig, Kalk und eine äusserst geringe Menge Eisen qualitativ nachgewiesen. Die erhaltene Menge des Minerals würde einem Gehalte von 6·75 Percent Titanit entsprechen, der jedenfalls zu gering ist, da einzelne Krystalle von Glimmer umhüllt blieben oder doch noch an Glimmerlamellen hingen und so in der Lösung aufstiegen, es dürfte demnach ein Gehalt von circa 7 Procent gewiss nicht zu hoch gegriffen sein.

Mein geehrter Freund, Dr. Březina, hatte die Freundlichkeit, herauspräparirte Kryställchen zu messen und theilt mir hierüber Folgendes mit: „Die sämmtlichen losen Kryställchen zeigen in nahezu gleicher Ausbildung die Formen *l* (110) und *n* $(\bar{2}13)$ — bezogen auf Naumann's Grundform $a : b : c : = 0·4272 : 1 : 0·6575$; $\eta = 94^{0}\,38'$ — mit etwas vorwiegendem *n* ; eine meines Wissens noch nicht beobachtete Combination. Die Messungen, welche wegen der Rauhigkeit der Flächen nur sehr rohe sein konnten, ergaben im Zusammenhalte mit den von Hessenberg gerechneten Werthen:

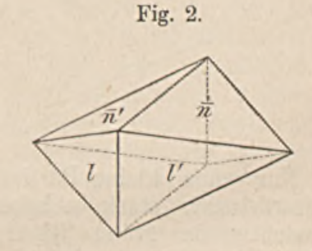
		Rechnung	Messung	Zahl der Werthe	Grenzen
l l'	$(110)\,(1\bar{1}0)$	46° 7'	45° 24'	1	—
n n'	$(21\bar{3})\,(2\bar{1}\bar{3})$	43° 49'	43° 8'	1	—
l n	$(110)\,(21\bar{3})$	60° 56'	64° 15'	2	60° 35' — 67° 55'
l n'	$(110)\,(2\bar{1}\bar{3})$	78° 50'	80° 36	3	78° 7' — 83° 7'

Wie man sieht, nähert sich in den Fällen mehrfacher Werthe je einer derselben dem berechneten."

Von den herauspräparirten Krystallen entsprachen zufällig mehr der Combination, wie sie in Fig. 1 gegeben ist, ich glaube jedoch, dass die in Fig. 2 gezeichnete im Ganzen häufiger vorkommt. (Bei Fig. 1 und 2 wurde deutlichkeitshalber um die Axe *z* um 180° gedreht.)

Fig. 1.

Fig. 2.



Entsprechend dieser Combination erscheinen fast alle Schnitte als Rhomben, ich möchte jedoch nicht alle, in anderen Gesteinen so häufig beobachteten keilförmigen Schnitte auf sie zurückführen. Fig. 3 und 4 zeigen Schnitte unserer Combination. Häufig erscheint eine spitze Ecke abgestumpft, wie dies in Fig. 4 angedeutet, selten beide und auch dann immer ungleich stark.

Fig. 3.

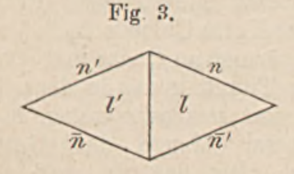
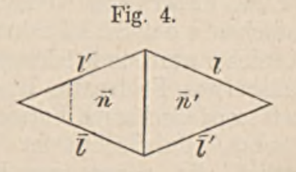


Fig. 4.



In den Schiefern, in denen der Titanit in winzigen Kryställchen auftritt (Schloss Pichlarn, Schladming), erscheint er häufig oft modellscharf ausgebildet, wie dies Fig. 5, 6 und 7 zeigen, wobei die

Abstumpfungen in Fig. 7 durch eine ungleichmässige Entwicklung von n ($\bar{2}13$) und l (110) bewirkt wird, sie tritt manchmal auch nur auf zwei diagonal gegenüberliegenden Ecken auf. Bei einzelnen wenigen Kryställchen nimmt man mit Sicherheit mehr Flächen wahr. Fig. 8 soll einen solchen flächenreicheren Krystall darstellen, es dürften γ (123), w (143) und e ($\bar{1}13$) die neu hinzutretenden Flächen sein, doch lassen sich die Formen nicht mit Sicherheit identificiren.

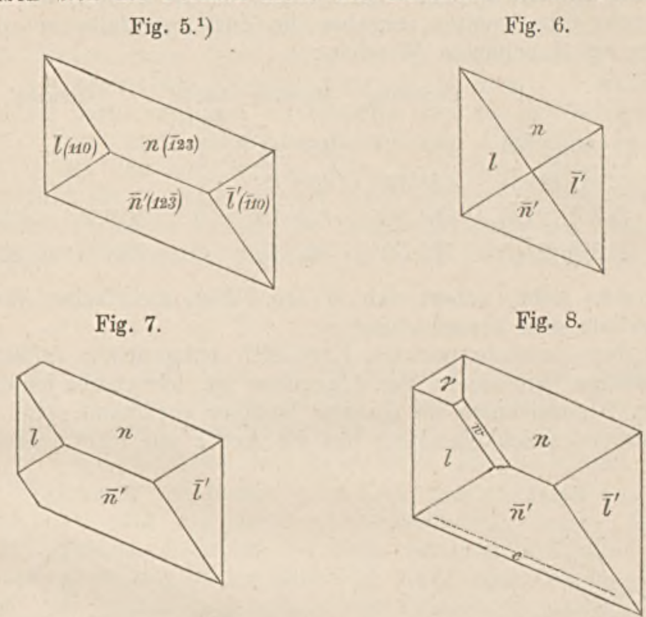


Fig. 5.[1]) Fig. 6.

Fig. 7. Fig. 8.

Nur ganz kleine Partien der sich aus dem übrigen Gemenge ausserordentlich stark abhebenden Titanitschnitte sind fast farblos durchsichtig, der grösste Theil ist weiss. An einzelnen Stellen rührt die Trübung von eingeschlossenen farblosen Lamellen eines Minerals unbestimmbarer Art her, meist aber ist sie nicht auflösbar und vielleicht im molecularen Aufbau begründet. Die in der Lösung von 3·1 sp. G. schwimmenden Kryställchen enthalten alle, soweit untersucht, immer die erwähnten Lamellen.

Im Gesteinspulver, das zur Trennung diente, konnte auch Feldspath und Turmalin nachgewiesen werden.

Eine dieser eben beschriebenen Varietät nahestehende liegt in Handstücken von Schladming (auf der Karte Chloritschiefer) vor. Sie ist reicher an rhomboëdrischem Carbonat, ärmer an Quarz und enthält ebenfalls etwas Feldspath. In ihr sinkt der Titanit genau in denselben, aber oft modellscharfen Formen wie oben, zur mikroskopischen Kleinheit herab, durchschwärmt in sehr grosser Menge das Gestein, namentlich die Glimmerpartien, vermeidet aber das rhomboëdrische Carbonat fast ganz. Es kommen hier die flächenreicheren Krystalle vor, wie sie Fig. 8 darstellt. Die Substanz ist wasserklar, sehr schwach

[1]) n und $\bar{n}'$ in Fig. 5 sollen ($\bar{2}13$) und ($21\bar{3}$) bezeichnet sein.

gelblich und entsprechen die optischen Verhältnisse der Bestimmung als Titanit. Häufig sind, im Verhältnisse zum Wirth, grosse Einschlüsse von Körnchen, die in vereinzelten Fällen sich der Form des sie umschliessenden Titanit nähern, jedoch keine orientirte Lage besitzen. Wenigstens letztere sind gewiss auch Titanit, wenn nicht alle. Zwillinge konnten auch hier keine beobachtet werden, überhaupt weicht der ganze Habitus von den sonst in Gesteinen beobachteten, so vielfachem Wechsel unterliegenden vollständig ab, so dass das Mineral bei der ersten Besichtigung gewiss nicht für Titanit gehalten werden kann.

Der directe Vergleich mit dem von Böhm beschriebenen Glimmerschiefer vom Waldbachthale (a. a. O. S. 209) lieferte bezüglich dieses Minerals eine fast vollkommene Uebereinstimmung, nur sind in dem hier beschriebenen die Formen weit schärfer ausgebildet.

Hier tritt noch oft Epidot in die Combination und mit der Anreicherung des Feldspathes wächst die Aehnlichkeit mit dem Albitgneiss vom Zusammenfluss der Gollingbäche sehr.

Die in diesem Gesteine nicht selten zu beobachtenden streifigen Quarze sind gleich jenen von Böhm (a. a. O. S. 204) beschriebenen, auch hier sieht man im Gegensatz zu jenen des Phyllitgneisses, dass die Ursache der Streifung in reih- und lagenweise angeordneten Einschlüssen und Hohlräumen begründet ist.

Während die beiden vorbeschriebenen Varietäten grobflaserig, dunkelgrün und sehr erzarm sind, erscheinen die beiden vom Schloss Pichlarn bei Irdning östlich, und von der Schanze östlich von Schladming (beide auf der Karte: Chloritschiefer) licht grün mit einem Stich in's Graue und sehr feinschuppig. In Schliffen tritt der etwas lichtere Biotit mehr gleichmässig gemengt mit den übrigen Bestandtheilen auf und bilden diese Schiefer gewissermassen eine Parallele mit der Ausbildungsweise des Gneisses von Donnersbachwald. In beiden Varietäten ist der Titanit in noch bedeutend kleineren Individuen und selten so scharf ausgebildet, als in der grobschuppigen von Schladming, er tritt dann, namentlich in dickeren Präparaten häufig zu jenen grauweissen Anhäufungen zusammen, die man als „Titanomorphit" angesprochen hat. Es erscheint hier auch etwas mehr Erz.

b) Muscovitschiefer.

Diese scheinen in dem Gebiete selten aufzutreten und sind dann als „Phyllite" ausgebildet. Proben vom Walde im kleinen Sölkenbach, südlich von Gröbming (auf der Karte: Chloritschiefer), sind äusserst dünnschiefrig und von silberweisser Farbe. Neben vorwiegend Quarz enthalten sie einen schwach grünlich gefärbten Muscovit und in reichlicher Menge Rutilnädelchen, die häufig die bekannten Zwillinge bilden.

Ein ähnliches Gestein kommt bei Ratting, östlich von Gröbming (auf der Karte Silurschiefer), vor, es erscheint meist matt weiss und ist vielfach von Eisenoxydhydrat überzogen, welches wohl von reichlich vorhanden gewesenem, nun zersetzten Pyrit herrührt, wie denn überhaupt der Zersetzungsprocess auflockernd

auf das ganze Gestein gewirkt hat. Vorwiegend aus Quarz und Muscovit bestehend, ist es durch seinen ganz abnormen Reichthum an winzigsten Rutilnädelchen ausgezeichnet, die oft zu dicken, grauen, nur an den Rändern auflösbaren Strängen vereint sind.

4. Chloritgneiss.

Wie im Wechselgebirge, schieben sich auch hier zwischen die übrigen Gesteine Chloritgneisse ein. So liegt mir eine tief graue, metallisch schimmernde Probe eines unregelmässig plattigen Gesteines vom Gaishorn, südlich der Palten (auf der Karte: Chloritschiefer), vor, das ein glimmerähnliches Mineral enthält, „dessen blassgrüne Farbe, verwaschenes Aussehen, geringe Lichtbrechung und schwache Polarisationserscheinungen dafür sprechen, dass wir es hier mit Chlorit zu thun haben“, wie ich wörtlich mit Böhm (a. a. O. S. 211) sagen kann, und eine Vergleichung mit dem Chloritgneiss „im Anger“ ergibt auch thatsächlich eine vollständige Uebereinstimmung bezüglich dieses Minerals. Für die Chloritnatur desselben spricht auch der nahe 3 Procent betragende Glühverlust des Gesteines, der ja fast ausschliesslich nur dem vorhandenen grünlichen Minerale zugeschrieben werden kann, das gewiss nicht mehr als 25 Procent des Gesteines ausmacht. Im Uebrigen ist es sehr feldspatharm (der Fetdspath zeigt hier wie dort keine polysynthetische Zwillingsstreifung), quarzreich und enthält eine beträchtliche Menge Muscovit, nähert sich in dieser Richtung also mehr dem Chloritschiefer (Böhm a. a. O. 211), ansonst steht es dem Chloritgneiss aber weit näher. Die Feldspatharmuth mag also hier nur eine locale, innerhalb der vorliegenden Blätter sein, wie denn ein für allemal für diese Gesteine hervorgehoben sei, dass die Mengenverhältnisse der Minerale selbst innerhalb ein- und desselben Handstückes sehr wechselnd sind. So wie bei dem Vorkommen „im Anger“, im Wechselgebirge tritt auch hier Epidot in das Gemenge ein, während er aber dort mehr in Körnern auftritt, bildet er hier lange, fast farblose Säulen. Erbsengrosse Granaten sind selten, hier wie dort ist organische Substanz im Gesteine enthalten.

Eine vielfach gefältelte, lichter grau gefärbte und lebhaft seiden- bis perlmutterglänzende Probe südlich von Schladming nähert sich mehr dem Chloritschiefer von der Vorauer Ochsenschwaig, denn auch hier lässt sich ab und zu die polysynthetische Zwillingsbildung des Klinochlor wahrnehmen.

5. Hornblendegesteine.

Die Hornblendegesteine des Wechselgebirges finden hier ebenfalls ihre Vertreter und liessen sich diese sowie dort in Dioritschiefer und Hornblende-Epidotschiefer (Böhm, a. a. O. S. 212) eintheilen. Die Dioritschiefer zwischen Bruck und Mönichswald zeichnen sich hauptsächlich durch die bedeutendere Grösse des Kornes gegen die Hornblende-Epidotschiefer und das Fehlen des rhomboëdrischen Carbonates aus. Sowie von den Gneissen in dem Gebiete des Palten- und oberen Ennsthales nur feinkörnige Ausbildungen vorkommen, ebenso verhält es sich bezüglich der Hornblendegesteine, daher der Unterschied zwischen Dioritschiefer und Hornblende-Epidotschiefer nicht so hervortritt.

Zu ersteren ist das Gestein von Trieben (auf der Karte: Chloritschiefer) zu stellen, schon durch seine Farbe, mehr noch durch die weniger ausgesprochene plattige Absonderung und grössere Härte unterscheidet es sich sofort von den übrigen Schiefergesteinen. Allenthalben treten wenig bedeutende Quarzeinlagen und namentlich an der Oberfläche der mangelhaften Ablösungen verschwommen begrenzte längliche dunkelgrüne Flecken mit firnissartigem Glanze hervor, ähnlich wie man es bei den Fucoidenschiefern zu sehen gewöhnt ist, sie erreichen eine Länge bis zu 2 Centimeter, eine Breite von circa 0·6 Centimeter, aber nur eine geringe Dicke, die vom papierdünnen Ueberzug bis 1 Millimeter geht. Ein Theil der diese Flecken bildenden Substanz lässt sich mit dem Messer leicht abtrennen, welcher aus dicken Aggregaten eines dunkelgrünen, blättrigen Minerales besteht, auch ist unzweifelhaft Calcit in sehr feinen Blättchen zwischengelagert, denn viele dieser Stellen brausen beim Betropfen mit Säuren. Es wird auf sie noch einmal zurückzukommen sein.

Wie die Dünnschliffe lehren, besteht das Gestein aus einem Gemenge von Quarz, Feldspath und Hornblende, die letztere in grösster, der erstere gegen den zweiten in sehr wechselnder Menge, je nach den verschiedenen Stellen in einem Handstücke, von welchen das Material für das betreffende Präparat gewonnen wurde.

Vom Quarz ist nur seine Zusammensetzung aus meist kleinen Körnern zu erwähnen, er enthält oft massenhaft Hornblende-Einschlüsse. Zwischen ihm erscheint hie und da das rhomboëdrische Carbonat, welches auch selbstständige schmale Blätter im Gesteine bildet, die durch den Gehalt an grösseren Hornblende-Individuen ausgezeichnet sind.

Der Feldspath erreicht im Maximum 0·64 × 0·32 Millimeter in Form oblonger rundlicher Körnchen und zeigt auch hier, wie der in dem gleichen Gestein des Wechselgebirges, Zwillingsstreifung, jedoch ist sie nicht so fein wie dort. Leider gelang es nicht, Material zu einer Bestimmung, welches Glied der Plagioklasreihe vorliegt, zu gewinnen. An Einschlüssen ist hier fast nur Hornblende in grosser Menge zu sehen.

Die Hornblende tritt vorwiegend in länglichen kleinen Säulchen auf und macht so oft den Eindruck des Strahlsteins. In den quarzreichen Partien erreicht sie eine bedeutendere Grösse und werden dann diese Gesteinsblätter dem Dioritschiefer des Wechselgebirges sehr ähnlich, ebenso erreicht sie, wie bereits erwähnt, bedeutende Dimensionen zwischen dem rhomboëdrischen Carbonat, wo sie auch schärfer begrenzt erscheint. Hier liess sich auch ein Querschnitt betrachten, dessen Kern aus dem rhomboëdrischen Carbonate besteht. Ein dritter Ort, wo die Hornblende gewissermassen porphyrisch auftritt, sind die makroskopisch erkennbaren Flecken, deren Natur namentlich in Querschliffen bestimmt werden kann. Bezüglich ihrer Form wäre nur noch zu bemerken, dass dieselbe auf Querschnitten wohl immer flach ist, d. h. die eine Dimension gegen die andere stark vorwaltet, sonst aber sehr unregelmässig begrenzt erscheint. Sie bestehen vorwiegend aus einem blättrigen, lebhaft dichroitischen (tiefgrün — gelbgrün) Minerale und aus grösseren Hornblende-Individuen. Das erstere würde man dem Dichroismus nach für einen Glimmer, seinen schwachen eigen-

thümlich violetten Polarisationsfarben nach für einen Chlorit ansprechen. Das Verhalten beim Abschuppen mit der Nadel und die beobachtbare Bildung polysynthetischer Zwillinge sprechen für die letztere Annahme. Die die Hornblende umschliessenden Aggregate werden bei gekreuzten Nicols oft ringsum gleichzeitig dunkel, sind also gleich orientirt und greifen mit Lappen vielfach in die umgebende Gesteinsmasse. Die Hornblende liegt nun in einen oder zwei grösseren, manchmal in vermehrter Anahl in kleineren Individuen bald mehr central, bald nur zum grösseren Theile in diesen mehr weniger flach linsenförmigen Chloriteinlagerungen. Ich glaube, dass sie weiter keine absonderliche Bedeutung haben, sondern eben einfach oft unterbrochene Blätter, so wie die des Quarzes und rhomboëdrischen Carbonates sind, in denen die Hornblende ebenfalls in grösseren, besser contourirten Krystallen erscheint. Aber auch hier, sowie im ganzen Gesteine bildet sie mehr „flächenförmige Gebilde" wo sie porphyrisch, und „Nadeln" wo sie als Gemengtheil erscheint, also genau so wie im Wechselgebirge, wie denn die Bezeichnungen direct aus Böhm's Beschreibung (a. a. O. S. 212) entnommen werden konnten. Der Dichroismus derselben ist dem von Böhm angegebenen gleich.

Das rhomboëdrische Carbonat ist, wie in allen diesen Gesteinen, sehr reich an Zwillingslamellen und enthält bedeutende Mengen von Eisenoxydul- und Magnesiumcarbonat.

Das ganze Gestein ist von einer unglaublichen Menge winziger Titanite durchschwärmt, die nicht selten zu den im auffallenden Lichte schmutzig grau erscheinenden Anhäufungen zusammentreten. Der Titanit selbst ist allemal klar, fast farblos, etwas grünlichgelb und nur seltener treten jene Formen scharf entwickelt hervor, wie sie oben bei den Biotitschiefern beschrieben worden sind, aber mittelst der doch vorhandenen lässt sich die Substanz gut mit der dortigen identificiren.

Erze erscheinen äusserst spärlich, ganz vereinzelte Titaneisenkörnchen und etwas häufiger Pseudomorphosen nach Pyrit, der auch frisch im Gestein bemerkbar ist.

Aus dem Preuneggraben, südlich von Schladming (auf der Karte: Chloritschiefer), liegt ein dünnplattiges, etwas riefiges, sehr schön grün gefärbtes Gestein vor, das statt der Flecken bis $1^1/_2$ Centimeter breite, über die ganze Länge der Handstücke verlaufende dunkelgrüne firnissartig glänzende Streifen besitzt, sie werden durch dasselbe Mineral wie die Flecken bewirkt, es bildet aber nur äusserst dünne Ueberzüge und erscheint sonst in den Schliffen nicht. Hie und da sind Quarzblätter eingelagert (circa 1 Millimeter dick) und Pyritkryställchen eingesprengt. In Schliffen tritt die sehr nahe Uebereinstimmung mit dem Hornblende-Epidotschiefer vom Saurücken bei Kirchberg sofort in die Augen, nur dass hier wieder das Korn kleiner ist. Während der Epidot dort fast farblose Körner bildet, erscheint er hier in gelben prismatischen Gestalten und kleinen Körnchen, welch' letztere von den wieder in ganz enormer Menge vorhandenen Titanitkörnchen oft nur schwer zu unterscheiden sind. Die Hornblende zeigt auch hier mitunter die blaue Farbe, wie sie Böhm (a. a. O. S. 212) an jener vom steinernen Kreuz beobachtete.

Da auch in diesen und nächstfolgenden epidotführenden Gliedern der Hornblendegesteine Feldspath vorkommt und aus den bereits oben angeführten Gründen ein wesentlicherer Unterschied nur in dem Epidotgehalt besteht, habe ich eine Abtrennung nicht durchgeführt.

Aeusserlich, d. h. structurell, stehen Proben von St. Martin, westlich Gröbming, nordöstlich bei Niederöblarn (auf der Karte sämmtlich: Chloritschiefer) dem Gestein von Trieben nahe. Statt der grünen, tritt eine mehr graue Farbe hervor. Bei näherer Besichtigung erkennt man aber leicht, dass ein Wechsel zwischen grünen und grauen Gesteinspartien stattfindet, auch die tief grünen Streifen erscheinen ab und zu.

In Schliffen macht sich zunächst der grosse Reichthum an Erz bemerkbar und ist es dieses, welches gegenüber erzarmen Gesteinstheilen die graue Färbung bewirkt. Der Epidot bildet intensiv gelb gefärbte Körner und besser ausgebildete Krystalle, mitunter schöne Zwillinge, welch' letztere auch hier das erstemal am Titanit constatirbar sind. Diese Varietät ist die feinkörnigste und erscheint nur der Epidot in porphyrischen Krystallen, doch erreicht auch er höchstens 0·5—0·3 Millimeter.

So wie im früheren Falle, sieht man auch hier das, die tief grünen Streifen bildende Mineral nicht in den Schliffen.

6. Serpentin.

Bei St. Lorenzen in der Nähe von Trieben liegt innerhalb des graphitführenden schwarzen Schiefers ein kleiner Serpentinstock. Die mir vorliegende Probe von Lorenzenbach, südlich von Lorenzen, ist grünlich grau und lässt vielfach das Gefüge eines stängeligen, garbenförmig angeordneten Minerales erkennen.

Schon die oft bedeutende Härte lässt auf Verkieselung schliessen, die in Schliffen auch vielfach bestätigt wird. Das stängelige Mineral ist häufig noch erhalten und kann als eine sehr lichte, strahlsteinartige Hornblende bestimmt werden. Ausserdem sind ausgedehnte Maschensysteme, in deren Centra noch die Reste eines fast farblosen Minerals liegen, an vielen Stellen vorhanden; ob dasselbe mit der übrigen Hornblende identificirt werden darf, ist fraglich, sicher aber ist es nicht Olivin. Die Ausscheidung von Eisenerz bei der Umwandlung ist gering. Jedenfalls war das präexistirende Gestein ein hornblendereiches.

Den hochwichtigen Schlüssen, die Herr Oberbergrath D. Stur aus der eigenthümlichen Verzerrung der Pflanzenabdrücke in Beziehung auf die Genesis der krystallinischen Gesteine der Carbonformation in der vorstehenden Abhandlung gezogen hat und aus denen die ungeheuer langsame Umwandlung des ursprünglich plastischen Absatzes in ein krystallinisches Gestein hervorgeht, habe ich aus meinen Beobachtungen nur mehr wenig hinzuzufügen.

Durch die in den, namentlich die Kalk-Chloritoidschiefer zusammensetzenden Minerale in grosser Menge nachweisbaren Einschlüsse der kohligen oder graphitischen Substanz geht mit aller Sicherheit hervor, dass diese bereits vor der Bildung der Krystalle in diesem Zustande gelangt sein muss, ein Beweis für die Veränderung der Form der

abgelagerten Substanz gegen ihren jetzigen Zustand. Dieser kann zufolge der vorhandenen scharfen Pflanzenabdrücke kein anderer, als der eines klastischen, aus sehr kleinen Theilchen bestehender gewesen sein, woraus mit Nothwendigkeit die directe Umwandlung der klastischen in die krystallinische Masse hervorgeht. Das „Wie" lässt sich aus dem vorliegenden Materiale nicht ersehen, nur für den langsamen Vorgang lassen sich directe Beobachtungen anführen. Bezüglich der zerbrochenen und auseinander geschobenen und durch andere, das Gestein zusammensetzende Bestandtheile verkitteten Krystalle hat bereits Böhm (a. a. O. S. 123) die Thatsache erwähnt, dass die zerbrochenen Krystalle gerade solche Minerale auch einschliessen, die anderseits wieder in den beim Bruche entstandenen Spalten als Ausfüllung erscheinen. Es mussten also die Bedingungen für die Bildung von derlei Mineralen in langen Zeiträumen gleichartig vorhanden gewesen sein. In dem Hornblende-Epidotschiefer vom Saurücken oberhalb Kirchberg sind es aber runde Körner des Epidots, die zerbrochen sind, und hier wird es wohl ganz unthunlich, ihr Zerbrechen auf die Bewegung in der Mutterlauge zurückzuführen, wie dies Blaas thut [1]), ich möchte sie weitaus in den meisten Fällen und gewiss für den Epidot vom Saurücken und für die Turmaline der hier beschriebenen Gneisse zurückführen auf den hohen Druck, dem die Gesteine ausgesetzt waren, zu einer Zeit, wo ein guter Theil der Gesteinsmasse noch nicht krystallinisch war und somit einen höheren Grad der Plasticität besessen hat. Das noch vorhandene amorphe oder aus Krystallpartikelchen bestehende Material hat auch die nöthigen Substanzen für die weitere Bildung der die Ausfüllung besorgenden Minerale geliefert.

Für den hohen Druck spricht auch die vorwiegend dünnplattige Absonderung der vorbeschriebenen Gesteine, aber auch er hat bei dem nach und nach immer weiter fortschreitenden krystallinischen Zustande eine gewisse Plasticität des Gesteines nicht aufgehoben, vorausgesetzt, dass man unter dieser „Plasticität" ein Bewegungsvermögen versteht, das hauptsächlich in der Verschiebbarkeit der entstandenen Krystalle der verschiedenen vorhandenen Minerale aneinander besteht und der Fähigkeit zur Deformation der Krystalle dabei nur eine untergeordnete Rolle zutheilt. Es ist dieser Zustand, wenigstens zum Theil, von der Plasticität des Thones nur graduell verschieden, denn auch hier ist es ja hauptsächlich das Gleiten der kleinsten Theilchen aneinander, wodurch sie ermöglicht wird, freilich treten hier noch andere Cohäsionserscheinungen hinzu, deren weitere Ausführung für das Nachstehende hier nicht nothwendig erscheint. Hingegen aber müsste die Plasticität im obigen Sinne vorhanden sein, und gewiss ist sie es auch thatsächlich, wie die oben angeführte, vielfache, oft enorm feine Fältelung zur Genüge beweist, wenn jene Vorstellung stichhältig sein soll, die hier bezüglich gewisser Structurerscheinungen ausgeführt werden wird.

In diesen, sonst so feinkörnigen Gesteinen erscheinen nicht selten grössere Granaten und Feldspathkrystalle, beide sind häufig mit einer

---

[1]) A. Pichler und J. Blaas: Die Quarzphyllite bei Innsbruck. Tschermak's min. petr. Mitth. Bd. II, 1882, S. 518.

Art „Ueberzug", bestehend aus den übrigen Bestandtheilen, versehen und bilden „Auftreibungen" im Gesteine, die an der Oberfläche als „Knoten", auf Bruchflächen als „Augen" erscheinen. Wären diese porphyrisch erscheinenden Krystalle in dem vorhandenen Magma vor der Bildung der übrigen Bestandtheile vorhanden gewesen oder entstanden, so läge gar kein Grund vor, warum sie an ihrer Oberfläche mit dem Ueberzuge versehen sind und nicht frei mit den entsprechenden Theilen an die Absonderungsflächen treten sollten, ja sogar knotige Auftreibungen dadurch bewirkt hätten, dass zwischen diese porphyrischen Krystalle und der mehr weniger ebenen nachbarlichen Absonderungsfläche sich die den Ueberzug bildenden Minerale hineingedrängt und so im Nachbarblatt oft eine Einbuchtung verursacht haben. Aus der bei der Krystallisation erfolgenden Contraction kann diese Erscheinung, abgesehen von den aus einer solchen Annahme entstehenden anderen Widersprüchen, wohl kaum erklärt werden, denn selbst angenommen, die klastische Masse wäre sehr wasserreich gewesen, so müsste bei diesen dünnplattigen Gesteinen die Volumsabnahme innerhalb der einzelnen Blätter eine so grosse sein, wie sie selbst bei sehr weitreichenden Zugeständnissen gewiss nicht stattgefunden hat, und wäre sie wirklich, wider Erwarten so gross, so wäre auch Platz für das Zurücktreten der porphyrisch erscheinenden Krystalle vorhanden gewesen. Dieser Vorgang erscheint wenigstens mir ganz unnatürlich, umsomehr, als die schliesslich hervorgebrachte Thatsache — ich spreche gegenwärtig nur von mir vorliegenden Fällen — eine den Krystallisations-Verhältnissen entsprechende Erklärung findet, wenn man die sehr allmählige Umwandlung der ursprünglich in amorpher Form oder aus kleinen Krystallpartikelchen bestehenden vorhandenen Masse zugibt. In diesem Falle muss die Krystallisation mit dem Anschuss sehr kleiner Individuen in den verschiedenen Theilen der Masse beginnen, die sich nach Massgabe der Zuführung weiterer Substanz in geeigneter Weise vergrössert haben. Ueber die Fähigkeit der Vergrösserung verschiedener chemischer Verbindungen in Krystallen haben wir bis jetzt nur äusserst beschränkte Kenntnisse, wir wissen, dass gewisse Verbindungen bis zu fast unbeschränkter Grösse fortwachsen können, andere aber, wie ich dies an einem anderen Orte zeigen werde und wie es ja auch das Vorkommen in der Natur höchst wahrscheinlich macht, nur beschränkte Dimensionen in einem Individuum erreichen können, bei weiterer Zuführung der geeigneten Substanz nicht mehr oder nur enorm langsam weiter wachsen, sondern sich neue Individuen bilden. Aber selbst Verbindungen, die in grossen Individuen bekannt sind, erscheinen anderen Orts immer nur in winzigen, so z. B. der Muscovit in gewissen Gesteinen als „Sericit" u. s. w. Selbstverständlich müssen es bestimmte Umstände sein, die sie zu solcher Ausbildung veranlassen, und es ist keineswegs ausgemacht, dass die gleichen auch für andere Verbindungen dasselbe bewirken.

Zur Erklärung des vorliegenden Phänomens genügt es, nur ein einfaches Fortwachsen der porphyrisch erscheinenden Krystalle anzunehmen, während das der übrigen Gemengtheile entweder nur sehr langsam oder gar nicht mehr erfolgt. Es bleibt hiebei gleichgiltig, die Ursache in dem Mangel an geeignet vorbereiteten Substanzen für

das weitere Wachsthum dieser in der Grösse zurückbleibenden Gemengtheile oder in den oben angeführten Umständen zu suchen, das Endresultat wird damit in keiner Weise geändert.

Die thatsächlich beobachtbaren Verhältnisse in den Gesteinen sprechen für eine solche Erklärungsweise, so weist die Art der Verzerrung der Krystalle auf die Entstehung innerhalb der Gesteine hin, sie erfolgte immer in der Weise, dass die grösste Längsentwickelung mit der Richtung der plattigen Absonderung zusammenfällt, ebenso bei Körnern; ferner der mehrfach erwähnte Ueberzug, der durch das weitere Wachsthum der inneliegenden Krystalle „aufgetrieben" wird, endlich der Zustand der die porphyrisch erscheinenden Krystalle umschliessenden Gemengtheile. In den mir vorliegenden Fällen ist es fast ausschliesslich Glimmer, und dieser erscheint auch wirklich um die Kanten der porphyrischen Krystalle umgebogen, ein Zustand, in dem er gewiss nicht angeschossen ist, dass es wirklich je ein Individuum ist, beweist die allerdings vielfach gestörte Auslöschung. Die Contraction mag immerhin im sehr geringen Masse mit zur Erscheinung beitragen.

Es fragt sich noch, ob denn der fortwachsende Krystall im Stande ist, den sich ihm entgegenstellenden Druck zu überwinden? Und da möchte ich unbedingt antworten: Ja! Wer sich nur kurze Zeit mit Krystallisationsversuchen beschäftigt, wird durch die vielen Leichen seiner Gefässe bald einen hohen Respect vor der „Krystallisationskraft" erhalten; nicht minder bekannt sind die unangenehmen Krystallisationen unter der Glasur von nur einseitig davon überzogenen Gefässen, die hiedurch abgesprengt wird. Wenn man die mikroskopischen Individuen, die dies bewirken, betrachtet, kann den Beschauer nur stummes Erstaunen erfassen! Und ist es bei dem Krystallisiren des Wassers anders? Um einen die vorliegende Frage näher berührenden Fall zu erwähnen, verweise ich auf die in Thonen entstehenden prachtvollen Gypskrystalle, und dass sie da entstehen, beweisen die Einschlüsse der sie umgebenden Masse, sie erreichen eine bedeutende Grösse (über 3 Cm. Länge), und obwohl sie bei ihrem allmähligen Wachsthum gewiss einen bedeutenden Druck zu überwinden haben, sind sie modellscharf ausgebildet. Es liessen sich namentlich aus Erscheinungen in Gängen viele Hunderte von Beispielen anführen, die auf eine enorme Entwicklung von „richtender Kraft" bei der Krystallisation von Kieselsäure, Silicaten u. s. w. unwiderleglich hinweisen, es wäre aber unnütz, zu dem vorliegenden Zwecke mehr Beweismaterial zusammenzutragen, als dies schon von Volger[1]) geschehen ist in seiner Abhandlung behufs Widerlegung Duvernois.

Bei der vorausgesetzten „Plasticität" des die porphyrisch erscheinenden Krystalle umgebenden Gesteines kann es kaum einem Zweifel unterliegen, dass die „richtende Kraft" bei der Krystallbildung vollkommen ausreicht, die Verschiebung und Knickung von Mineralen zu bewirken, namentlich desshalb, weil keine bestimmte Grösse der Krystalle nothwendig ist, um einen gewissen Druck auf die Umgebung aus-

---

[1]) Ueber die Volumveränderungen, welche durch die Krystallisation hervorgerufen werden. Pogg. Ann. Bd. 93, 1854, S. 66 u. 95 und 224—248, namentlich der zweite Theil ist für die vorliegende Frage wichtig.

üben zu können, denn sie ist ja keine Function der Krystallmasse, sondern eine solche der Substanz. Da die Volumszunahme in einem kleinen Zeitabschnitt jedenfalls höchst gering ist, so wird auch für die Ermöglichung einer solchen durch Abdrängen der anlagernden Gemengtheile keine besondere Kraft erforderlich sein. Der Umstand, dass immer nur gewisse Minerale in derlei Gesteinen porphyrisch erscheinen, mag in dem Vermögen der Aeusserung der „richtenden Kraft“ der verschiedenen Verbindungen begründet sein, denn der Umstand allein, dass eine Verbindung häufiger in Krystallen als ein anderer erscheint, ist nach dem jetzigen Stande unserer Kenntnisse noch kein Beweis für ein höheres Mass der „richtenden Kraft“ der ersteren, um so weniger, als die letztere nicht nur eine Function der Verbindung, sondern auch der Umstände, unter denen die Krystallisation erfolgt, sein dürfte.

Ein in derlei Fällen wahrnehmbarer zonaler Bau ist einer solchen Anschauungsweise durchaus nicht hinderlich, er kann einerseits durch Unterbrechungen im Wachsthum, anderseits durch den Wechsel in der Zusammensetzung der weiter ankrystallisirenden isomorphen Mischung begründet sein, der erstere Fall wird wahrscheinlich vielmals dort stattgefunden haben, wo die Absätze durch viele Hohlräume markirt sind, der letztere gewöhnlich dort, wo die Abgrenzung der Schichten sich in den Schnitten als zarte Linie zu erkennen gibt.

Mir dünkt, dass in manchen Fällen auf diese Weise die Bildung der porphyrisch erscheinenden Krystalle überhaupt, die Erscheinung der „Auftreibung“, und endlich jene der Knickung gewisser Bestandtheile eine einfache und natürliche Erklärung findet — ich bin aber weit entfernt, dieselbe irgendwie generalisiren zu wollen.

Wenn man nun zum Schlusse einen Rückblick auf die wichtigsten Resultate der vorstehenden Arbeit wirft, so lassen sich dieselben in folgenden Sätzen kurz zusammenfassen:

1. Sowohl in den älteren krystallinischen, feldspathführenden Gesteinen und denen der Carbonformation von der Wurmalpe, als auch in jenen aus dem Palten- und oberen Ennsthale sind die Feldspathe durch einen hervorragenden Reichthum von Einschlüssen ausgezeichnet, die theils der Art sind, wie man sie sonst als Neubildungen im Feldspath kennt.

In den Gesteinen des älteren krystallinischen Gebirges ist der Feldspath wahrscheinlich, in jenen des Palten- und oberen Ennsthales grösstentheils gewiss Albit, in dem Phyllitgneiss der Carbonformation aber vorwiegend Orthoklas, zum Theile Mikroklin.

2. Der grösste Theil der krystallinischen Gesteine des Palten- und oberen Ennsthales ist durch seinen grossen Reichthum an Titan ausgezeichnet, welches bald in der Form des Titaneisens, bald als Titansäure in der des Rutil oder Titanit erscheint.

3. Die chloritoidfreien Gesteine des Palten- und oberen Ennsthales zeigen eine sehr grosse Aehnlichkeit, oder besser Gleichheit mit den Gesteinen des Wechselgebirges.

4. Eine Reihe von Gesteinen ist durch den bisher nicht allzu häufig vorkommenden Chloritoidgehalt ausgezeichnet, welcher hier eine



grosse Verbreitung besitzt, wenn seine Menge auch häufig in den betreffenden Gesteinen sehr gering wird.

5. Die Pflanzenabdrücke tragenden krystallinen Schiefer enthalten ein asbestartiges Mineral, das in seiner Zusammensetzung von den bekannten derartigen Mineralen abweicht.

6. Das Vorhandensein zahlreicher Einschlüsse von organischer Substanz in den gewisse Schiefergesteine bildenden Mineralen ist nebst anderen ein sicherer Beweis für die allmählig erfolgte Umwandlung der krystallinischen Gesteine aus einem klastischen Materiale.

7. Das Zerbrechen der Krystalle wurde durch hohen Druck bewirkt.

8. Die Entstehung der porphyrisch erscheinenden Krystalle und der damit verbundenen „Auftreibungen" wird durch Wachsthumsunterschiede erklärt.

Uebersicht der untersuchten Gesteine.

Feldspathführende Gesteine.

Aeltere Gneisse von der Wurmalpe bei Kaisersberg und südlich von der Strasse bei Trieben.

Phyllitgneiss aus den carbonischen Ablagerungen derselben Localität.

Fibrolithgneiss nördlich von Aigen.

Albitgneiss vom Zusammenflusse der beiden Gollingbäche, Donnersbachwald, Irding S., und Schladming, Eingang des Thales.

Chloritgneiss, Gaishorn und südlich von Schladming.

Hornblendegesteine von Trieben, Preuneggraben südlich von Schladming und von St. Martin bei Gröbming.

Biotitschiefer vom Zusammenfluss der beiden Gollingbäche, Schloss Pichlarn bei Irding, von der Schanze bei Schladming.

Muscovitschiefer (Phyllite), Wald im kleinen Sölkbach bei Gröbming und von Ratting bei Gröbming.

Chloritoidschiefer von der Wurmalpe bei Kaisersberg.

Glimmer-Chloritoidschiefer von derselben Localität und von Schwarzenbach bei Trieben, St. Lorenzen bei Rottenmann, zum Theil gehören hieher und sind combinirt mit der nächsten Gruppe die Vorkommen vom Ausflusse des Sölkerthales bei Gröbming, bei Irding und von Pruggern bei Gröbming.

Kalk-Chloritoidschiefer, theils die bei der unmittelbar vorhergehenden Gruppe angeführten, in typischer Entwickelung von Trieben, Lercheck bei Irding, Hohenberg bei Irding, bei Gröbming und von Schwarzenbach bei Trieben.

Serpentin von Lorenzenbach bei Trieben.



33. Band. 1883. JAHRBUCH II. Heft.

DER

KAIS. KÖN. GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT.

Der Lauf der unterirdischen Gewässer in den devonischen Kalken Mähren's.

Ein Beitrag zur Hydrographie und Hypsometrie Mähren's.

Von Dr. Martin Kříž.

Das uralte böhmisch-mährische Festland wird im äussersten Osten durch den den österreichischen Geologen so wohlbekannten Syenitzug im Nordosten von Brünn eingesäumt.

An diesen Syenit schliessen sich östlich die von Grauwackenbildungen (Culm) überlagerten Devonkalke an.

Die Mächtigkeit der den Devonkalk überlagernden Grauwacke nimmt, vom Syenitzuge angefangen, von Westen gegen Osten zu, und dem entsprechend ward auch im Westen der Devonkalk zuerst entblösst, nachdem die schwache Grauwackendecke nach und nach verwittert und von den Gewässern weggeführt war.

Derzeit erscheint der Devonkalk in einem etwa 40 Kilometer langen Streifen entblösst.

Am Hádyberge bei Maloměřic beginnend, zieht sich derselbe gegen Norden bei Němčic streichend über Vratikov hinaus.

Im Westen ist derselbe durch die Ortschaften Maloměřic, Ochoz, Kanic, Babic, Josefsthal, Lažánek, Petrovic und Žďár, im Osten durch jene Mokrá, Hostěnic, Březina, Habrůvka, Jedovnic, Ostrov, Holstein, Sloup und Němčic, im Süden durch Lösch (Líšen), im Norden durch Vratikov begrenzt.

Die Breite dieses Streifens ist sehr verschieden, sie beträgt im Süden zwischen dem Hádyberge und Mokrá 7 Kilometer, zwischen Ochoz und dem Hadekerbache 2 Kilometer, zwischen Josefsthal und Habrůvka $3^1/_2$ Kilometer, zwischen Lažánek und Jedovnic 4 Kilometer, zwischen Petrovic und Sloup 3 Kilometer und bei Němčic sogar blos einige Meter.

Die in diesem Streifen devonischen Kalkes gelegenen Höhlen und Abgründe habe ich bereits im Jahre 1864 (Naturwissenschaftliche Zeitschrift Živa, Redact. Professor Dr. Purkyně und Krejčí pag. 234 bis 249) in drei gänzlich von einander geschiedene Gruppen und Systeme eingetheilt, und zwar umfasst die

I. Gruppe: die Höhlen und Abgründe bei Sloup, Holstein und Ostrov, die Macocha, die kleineren Höhlen im Slouper Thale und im dürren Thale;

II. Gruppe: die Jedovnicer Abgründe, die Kiriteiner Abgründe, den Výpustek, die Býčí skála und einige kleinere Höhlen des Josefsthales;

III. Gruppe: die Hostěnicer Abgründe mit der Ochozer Höhle, die Höhlen des Hadekerbaches und jene der Říčka im Mokrauerwalde.

In dieser kurzen Abhandlung wollen wir nun den Lauf der unterirdischen Gewässer in diesen Höhlensystemen näher kennen lernen und beginnen mit der ersten Höhlengruppe.

I. Die Gewässer bei Sloup.

An dem südlichen Ende der Ortschaft Sloup vereinigen sich die Bäche Žďárna und Luha.

Die Žďárna entspringt in dem 11 Kilometer im Norden von Sloup entfernten Gebirgsstocke von Beneschau und nimmt auf ihrem südlichen Laufe nebst anderen kleinen Gebirgsbächen auch die von Ludikov, Němčic und Žďár kommenden Gewässer auf.

Die Luha windet sich durch die Gebirgsthäler im Nordosten von Sloup und entspringt in dem 10 Kilometer entfernten Reviere von Protivanov.

Das Niederschlagsgebiet für diese beiden Hauptbäche mit ihren Nebenzuflüssen hat einen Flächeninhalt von circa 70 Quadrat-Kilometer und die jährliche Niederschlagsmenge würde sich auf 35 Millionen Kubikmeter belaufen, wenn wir für ein Jahr eine Wassersäule von 500 Millimeter Höhe an Niederschlägen annehmen. Vergleiche Zeitschrift der österreichischen Gesellschaft für Meteorologie, Wien 1880. Pag. 250.

Die obgenannten Bäche entspringen auf dem Grauwackengebiete und betreten den Devonkalk in der unmittelbaren Nähe von Sloup.

Sobald dies jedoch geschehen ist, beginnt auch schon die aufsaugende Thätigkeit des Devonkalkes.

Es überrascht nicht wenig, wenn man im Sommer sieht, wie das Wasser nach einem ausgiebigen Regen aus den Thälern der Žďárna heruntereilt und, angekommen an der Grenze des Kalkes wie durch eine Zauberkraft gebannt den Lauf vermindert und schliesslich, ohne die Ortschaft Sloup zu erreichen, ganz versiegt, so dass hier das Bachbett nach dem Regen ebenso wasserlos bleibt, wie dem bevor.

Eine ähnliche Erscheinung kann man im Sommer dann beobachten, wenn der Müller aus dem an der nördlichen Seite von Sloup gelegenen Teiche Wasser auf die Mühle und Brettsäge fliessen lässt; das Wasser gelangt in der Regel niemals zu den 420 Meter weit von Sloup entfernten Höhlen, sondern verschwindet auf dem Wege nach und nach in der aus Grauwackengerölle und Kalksteinfragmenten bestehenden Ablagerung des Bachbettes, um die Spalten und Löcher des aus Devonkalk bestehenden Grundes aufzusuchen, und um durch diese den Tiefen zugeführt zu werden.

Ist jedoch diese Ablagerungsschicht bereits mit dem Grundwasser gesättigt und übersteigt das zugeführte Wasserquantum diejenige Menge,

die durch die Spalten und Sauglöcher aufgenommen werden kann, dann fliessen die Slouper Gewässer (die vereinigte Luha und Ždárna) längs der schroffen, ausgewaschenen, weissgrauen Felswänden entlang zu den Slouper Höhlen, um sich daselbst an verschiedenen Stellen in Spalten und Sauglöcher zu verlieren; dies geschieht derzeit:

a) bei dem schroffen Felsen vor dem ersten Eingange bei einer Seehöhe von 459·444 Meter;

b) im ersten Eingange bei einer Seehöhe von 457·363 Meter;

c) in den Spalten des Kammfelsens (Hřebenáč) bei einer Seehöhe von 458·088 Meter;

d) vor dem zweiten Eingange in der rechts liegenden Nebenhöhle bei einer Seehöhe von 458·019 Meter;

e) im zweiten Eingange bei der Wasserstrecke bei einer Seehöhe von 456·833 Meter;

f) in der Vorhalle der alten Felsenräume bei einer Seehöhe von 455·565 Meter;

g) wenn im Frühjahre der Schnee plötzlich schmilzt oder heftige Regengüsse kommen, da stürzen die Gewässer von den steilen Gehängen herab und wälzen sich tobend zu den Höhlen; hier wird ihnen jedoch Einhalt gethan, die Kraft der Fluten wird an den Felswänden, an den zwei aus grossen Kalktrümmern bestehenden und vor den Eingängen gelegenen Hügeln gebrochen.

Die nun still gewordenen Gewässer füllen nach und nach die Vorhalle und den ersten Eingang und bilden einen 6—7 Meter tiefen See, an dem die nachfolgenden Gewässer gestaut werden.

Haben die angesammelten Gewässer in der Vorhalle die Seehöhe von 461·438 Meter erreicht, dann fliessen sie durch eine Verbindungsstrecke direct zu dem grossen verticalen Schlotte, durch den sie sich smit furchtbarem Getöse in die untere Etage stürzen.

Die untere Etage der Slouper Höhlen wird durch ausgedehnte und hohe Räume gebildet und haben die Gewässer im Sommer gewöhnlich die Seehöhe von 389·647 Meter. Obwohl, wie schon oben erwähnt, die Gewässer von allen Seiten durch Spalten, Schlotte und Wasserröhren den hier befindlichen Wasserbehältern zukommen, so werden sie doch durch diesen Hauptschlott zu Zeiten des Hochwassers vollgefüllt.

Die in denselben führende Nebenstrecke hat eine Seehöhe von	461·438 Meter.
Das Niveau des unter demselben befindlichen Wasserbassins hatte im August 1876 und 1881 und 1882 die Seehöhe von	389·647 „
so dass auf die Höhe des Schlottes verbleiben	71·791 Meter.

Dieser Schlott reiht sich ganz würdig den zwei senkrechten Abgründen der Slouper Höhlen an, von denen jeder eine verticalen Tiefe von 65·78 Meter hat.

Es war mir im Jahre 1881 nicht gelungen, dessen Ende wahrzunehmen, obwohl wir in der unteren Etage über 15 Meter hoch in dendenselben hineingestiegen waren und dessen Raum mit zwei grossen Magnesiumlampen, deren Licht durch sphärische Hohlspiegel reflectirt wurde, beleuchtet haben.

Die Wasserreservoire in diesen unteren Räumen füllen sich in der Regel während des Frühjahres oder nach ausgiebigen anhaltenden Regen, oder heftigen Regengüssen an und speisen dann den aus ihnen zur Macocha führenden unterirdischen Bach.

Die Seehöhe der Sauglöcher, die in der Vorhalle am tiefsten liegen, ist 455·565 Meter
während die untere Etage die Seehöhe von 389.647 „
besitzt; es könnten sich also diese Räume bis zu der
Höhe von 65·918 Meter
füllen, in welchem Falle dann die oberirdischen Gewässer dahin kein Gefälle mehr hätten.

Allein diese hohe Wassersäule wird kaum erreicht werden, denn sobald die Wassersäule grösser wird, vermehrt sich der hydrostatische Druck und die Wassermassen fliessen dann rascher ab. Es sind in den unteren Räumen keine Anzeichen, dass das Wasser in den letzteren Jahren die Höhe von 18 Meter erreicht hätte.

Wie sich nach und nach die Wasserbehälter leeren und wieder füllen, beweist folgendes Beispiel:

Im August des Jahres 1881 war der sogenannte Teich in diesen Räumen 12 Meter lang, 6 Meter breit und 4—5 Meter tief; im Februar 1882, da es im Herbst und Winter wenig Niederschläge gab, war derselbe Teich $5^1/_2$ Meter lang, 5 Meter breit, $1^1/_2$ Meter tief und im Juni 1882 hatte derselbe eine Breite von $1^1/_2$ Meter, eine Tiefe von $^1/_2$ Meter und eine Länge von 2 Meter.

Derselbe füllte sich jedoch eines Tages in einigen Stunden wieder an und es war nicht möglich, in die zu demselben führende Strecke zu gelangen, da auch diese mit Wassermassen angefüllt war.

Für den Forscher, der zu einer solchen Zeit in anderen Strecken dieser Räume mit Untersuchungen stundenlang beschäftigt wäre, könnte ein solch' plötzliches Steigen der unterirdischen Gewässer von den schlimmsten Folgen sein.

Das Aufstellen von verlässlichen Wachen und das Signalisiren der möglich werdenden Gefahr ist unbedingt erforderlich.

Aus den unterirdischen Wasserbehältern, die sich in der unteren Etage der Slouper Höhlen befinden und sich in der Richtung gegen die Macocha zu weithin unter die Felswände erstrecken, ohne dass man in dieselben gelangen kann, fliessen dann die Gewässer in südlicher Richtung zur Macocha, wo sie sich mit den Gewässern, welche von Holstein und Ostrov, dann den Gehängen des Slouper-Thales und einem Theile des Dürren-Thales kommen, vereinigen, in der Macocha zwei Teiche bilden und aus derselben dann als Punkvafluss im Punkvathale an das Tageslicht treten.

Die Seehöhe an der Basis bei dem Macochagloriette ist . . . . , . . 485·547 Meter
Bei meiner im Jahre 1864 unternommenen Expedition in die Macocha, in der ich 2 Tage und 1 Nacht verblieb, habe ich die Tiefe des Abgrundes bis zum Wasserniveau des Teiches auf . . . . 136·550 Meter
bestimmt, so dass die Seehöhe dieses Wasserspiegels war 348.997 Meter

Wie schon oben erwähnt, ist das Wasserniveau in
der unteren Etage zur Sommerszeit . . . . . . 389·647 Meter
jenes in der Macocha dagegen . . . . 348·997 Meter
und es beträgt demnach das Gefälle zwischen diesen
Punkten . . . . 40·650 Meter

Nach der mir vom k. k. geographischen Militär-Institute in Wien zugekommenen photographischen Sections-Copie im Masstabe 1 : 25·000 beträgt die Entfernung zwischen der Macocha und den Slouper-Höhlen 4500 Meter, auf welche dieses Gesammtgefälle per 40·650 Meter sich vertheilt, so dass auf 100 Meter ein Gefälle von 0·903 Meter kommt.

Wie aus meinen späteren Auseinandersetzungen hervorgehen wird, verhält sich die gerade Entfernung der Thäler, Bäche und Höhlen zu der wirklichen Entwickelung derselben wie 70 : 100 d. h. auf 70 Meter Entfernung nach der Karte kommen durchschnittlich 100 Meter in der Wirklichkeit, und es würde demnach das thatsächliche Gefälle 0·632 auf 100 Meter betragen.

Aus diesem für diese Gegend verhältnissmässig geringen Gefälle folgt, dass zwischen den Wasserbehältern in den unteren Räumen der Slouper-Höhlen und zwischen der Macocha keine Abgründe mehr sein können und dies umsoweniger, als diese unterirdischen Gewässer noch Wasserkammern auf ihrem Wege zu passiren haben, in denen die Felswände gewiss an vielen Stellen bis in das Wasser reichen und hiemit die etwaige Kraft desselben hemmen. Die unterirdischen Gewässer wirken auf die Auswaschung der Felswände mehr in Folge des hydrostatischen Druckes, als durch die Kraft des Gefälles und vermögen daher nicht blos auf die Seitenwände, sondern auch auf die Decke erodirend einzuwirken.

II. Die Gewässer bei Holstein.

In dem breiten Bette der bílá voda bei Holstein vereinigen sich die Gewässer mehrerer Gebirgsbäche aus der Umgebung von Hartmanicz, Otinoves, Rostein und Baldowec (die eigentliche bílá voda), dann jene aus Mollenburg, Housko und Lipowec aus einem Niederschlagsgebiete von circa 70 Quadrat-Kilometer mit der jährlichen durchschnittlichen Summe an Niederschlägen per 35 Millionen Kubik-Meter.

Ein Theil derselben fliesst durch den Mühlgraben zur unteren Mühle am Südrande von Holstein, während die anderen Gewässer durch das wilde Bett flutend der Höhle, genannt „Rasovna“, zueilen.

Das Wasser des Mühlgrabens verliert sich in einer Entfernung von 157 Schritten unterhalb der Mühle im Wasserschlunde (Propadání) bei einer Seehöhe von 444·944 Meter; derselbe befindet sich zwischen grossen aufgethürmten Kalkblöcken vor der 24 Meter hohen Felsenpartie mit dem Burgverliesse und der Ruine Holstein.

In der östlichen Felsenpartie, 200 Schritte von dem genannten Propadání in einer wild von Gewässern aufgerissenen Bucht, gähnt der schwarze Schlund der Rasovna, aus welcher im Sommer eine eiskalte

Luft emporsteigt, und in diese stürzen sich die Gewässer des wilden Baches der Bílá voda bei einer Seehöhe von 438·722 Meter.

Ueber vier Absätze gelangt dann das Wasser in die langgestreckten Räume der Rasovna und bildet am Ende der gegen Süden gerichteten Strecke einen Wasserbehälter, der im Sommer gewöhnlich 8 Meter lang, 6 Meter breit und 2 Meter tief ist.

Aus diesem Wasserbehälter bei einer Seehöhe von 410·012 Meter fliessen dann die unterirdischen Gewässer zur Macocha.

In der linken Felswand dieses Bassins, etwa 2 Meter über den Wasserspiegel, ist eine fensterartige Oeffnung, durch welche bei höherem Wasserstande die Gewässer abgeleitet werden.

Wenn im Frühjahre der Schnee plötzlich schmilzt, oder heftige Platzregen über die Umgebung sich ergiessen, dann wird die Rasovna mit Gewässern angefüllt und die zurückgestauten Wassermassen steigen zur Seehöhe von 447·807 Meter, überschwemmen die gegen Süden gelegene Wiese und ergiessen sich dann in die Oeffnungen der alten Rasovna, eines Schlundes, der von colossalen Felstrümmern überdeckt erscheint.

Es hat sich jedoch schon oftmals ereignet, dass auch diese Oeffnungen die zuströmmenden Wassermassen nicht aufnehmen konnten und sich ein 11 bis 12 Meter tiefer See bildete, dessen Gewässer das Gebäude der unteren Mühle (Seehöhe 449·705 Meter) bespülten; ja, nach der Aussage des jetzigen Müllers musste er schon zweimal sammt Familie seine Wohnung räumen, da die Hochwässer bis zur unteren Kante des Daches zur Seehöhe von 453·705 gestiegen sind.

Ehemals hatten die Gewässer der Bílá voda das Gefälle gegen Süden durch das Thal gegen Ostrov zu; nun ist aber bei der alten Rasovna dasselbe bis zur Seehöhe von . , . . . 463·401 Meter mit Ablagerungsmassen angefüllt da die Seehöhe bei dem Schlunde der Rasovna . . . . 438·722 Meter beträgt, so müssten hier die Gewässer die Höhe von 24·679 Meter erreichen, bevor sie thalabwärts abfliessen könnten.

Das Wasserniveau des Bachbettes in der Rasovna hat die Seehöhe von . . . . 410·012 Meter jenes in der Macocha . . . . 348·997 Meter es entfällt somit ein Gesammtgefälle von . . . . . 61·015 Meter auf die Entfernung per 6200 Meter und kommt auf 100 Meter ein Gefälle von 0·984 Meter.

Dieses Gefälle beträgt mit Rücksicht auf die Entwickelung in dem früher erwähnten Verhältnisse blos 0·688 Meter auf 100 Meter.

Mit Rücksicht darauf und auf die Bemerkungen über die Wasserkammern kann man wohl mit Sicherheit schliessen, dass zwischen dem Wasserniveau in der Rasovna und jenen in der Macocha keine Abgründe mehr vorkommen können.

Von der alten Rasovna, 115 Schritte im Thale südwärts, sind nebeneinander zwei Erdtrichter (Zavrtky), welche als Schlotte (vielleicht theilweise verrammelt) mit jenem unterirdischen Gange in Verbindung stehen, zu welchem die Oeffnungen der alter Rasovna führen.

Weiter im Thale, vor der von Lipovec nach Ostrov führenden Strasse sind mehrere derartige Erdfälle, in welche zu Regenszeiten die Gewässer sich verlieren, um sich mit jenem von Holstein kommenden unterirdischen Bache zu verbinden.

Als ich am 2. April 1882 nach Sloup fuhr, um die von mir anangeordneten Schachtarbeiten zu besichtigen, überraschte uns auf dem Plateau von Studnic und Lipovec ein grosser Wolkenbruch mit Hagelschlag.

In einer halben Stunde waren die Felder und Wiesen mit Wasser überschwemmt, die kleinen Bäche zu breiten reissenden Flüssen angeschwollen und von den steilen Abhängen stürzten die Gewässer mit Gewalt in das Thal von Holstein und Ostrov. Da kamen wir so zu rechter Zeit in das Holsteiner Thal.

Vor der Rasovna stand ein stattlicher See, während aus dem Innern ein furchtbares Getöse zu vernehmen war.

Etwa 4 Meter von der Strasse, auf dem Felde gegen Ostrov zu, öffnete sich ein Loch von circa $^3/_4$ Meter Durchmesser und hinab stürzten die mit gelbem Schlamm, Fichten und Tannennadeln und kleinem Reisig vermischten Gewässer aus der nächsten Umgebung.

Die Strasse hat bei diesem Erdtrichter die Seehöhe von . . . . 460·662 Meter
das Niveau in der Rasovna hat . . . . . . 410·012 Meter
es ist somit mit Rücksicht auf das Gefälle von der Rasovna hieher per . . . . 7·872 Meter
die Seehöhe des unterirdischen Baches unter jenem Erdtrichter . . . . 402·140 Meter
so dass wir hier einen Schlott von . . . . 58·522 Meter
Tiefe vor uns hatten.

Wie ich schon früher erwähnt habe, geschieht es manchmal, dass die Gewässer von der Rasovna die Seehöhe von 453·705 Meter
erreichen und da das Niveau in der Höhle bei . . 410·012 Meter
liegt, so bildet sich hier eine Wassersäule von . . . 43·693 Meter

Nun stelle man sich den durch diese Wassersäule erzeugten Druck vor, und vergegenwärtige sich dessen Wirkungen auf die Felswände und die Decke.

Bei dem genannten Erdtrichter haben wir die Höhe des Schlottes auf . . . . 58.522 Meter
berechnet; weiter sahen wir, dass die Gewässer vor der Rasovna die Höhe von . . . . 43.693 „
erreichen; es können also die unterirdischen Gewässer in dem Schlotte bis . . . . 14.829 Meter
von der oberen Oeffnung hinaufsteigen.

Wenn ja der mögliche Fall eintreten sollte, dass die Gewässer bis zur Seehöhe von 463·401 Meter vor der Rasovna steigen und dann durch das Thal gegen Ostrov zu abfallen, dann würden die unterirdischen Gewässer durch jenen Erdtrichter wie in einem Springbrunnen über 2 Meter hoch steigen.

In südwestlicher Richtung, nicht weit von dem bezeichneten Erdtrichter befindet sich ein ganzer Complex von derartigen Erdfällen

unter der ortsüblichen Bezeichnung „Židovské Závrtky". (Das Wort Závrtek stammt von zavrtati = einbohren, gleichsam als ob sich das Wasser in die Erde eingebohrt hätte.)

Im Jahre 1864 liess ich mir einen von diesen Erdfällen öffnen; da sah ich eine 10 Meter tiefe senkrechte Kluft mit ausgewaschenen Felswänden.

Als ich hinabgefahren war, gelangte ich zu einem 6 Meter langen zum senkrechten Felsen führenden Gange.

Der Boden war mit Kalktrümmern und nassem Lehme bedeckt; die Decke aus Kalkgerölle und Lehm bestehend, hielt ein grosser eingestemmter Kalkblock vor dem Einsturze.

Diese Kluft bildet gewiss nur den obersten Theil eines zum Wasserniveau führenden Schlottes, und da hier auf einer verhältnissmässig kleinen Fläche viele derartige Schlotte sich befinden, so ist hier die Eröffnung einer zweiten Macocha in künftigen Zeiten wahrscheinlich.

Schliesslich bemerke ich noch, dass ich eine ansehnliche Anzahl von Schlotten untersucht habe, und dass bei allen die unteren Räume bedeutend grösser waren, als die oberen.

Da, wo wir oben eine Spalte, ein Loch sehen, ist unten in der Tiefe von 40—50 Meter ein weiter ausgewaschener Raum; wenn wir also die Bezeichnung „Erdtrichter" belassen, so möge sich der Leser die Form desselben umgekehrt, nämlich mit der weiten Oeffnung nach unten vorstellen; es wäre denn, dass bereits eine Boden-Einsenkung stattfand, wo sich dann die Form eines Doppeltrichters bildet.

Bei der Beschreibung der Expedition in die Rasovna in dem im Jahre 1882 erschienenen Werke „Bilder aus der mährischen Schweiz und ihrer Vergangenheit" sagt Herr Dr. Wankl Folgendes:

„Indem wir jenseits des Wassers noch weitere tiefe Abgründe vermutheten, welche Vermuthung auch durch den einige Jahre zuvor in unmittelbarer Nähe entstandenen Erdsturz bekräftigt wurde, trugen wir den Bergleuten auf etc."

Herr Dr. Wankel ist demnach der Ansicht, dass, weil eben dieser Erdsturz (im Jahre 1855) entstanden war, zwischen dem Wasserniveau der Rasovna und der Macocha noch tiefe Abgründe sein müssen.

Diese Ansicht ist aber irrig; denn jener Erdsturz liegt 300 Schritte von dem Orte, an welchem sich damals bei der Expedition Herr Dr. Wankel befand und sonach also von dem kleinen Wasserbassin der Rasovna südwärts, und hat eine Seehöhe von 463·401 Meter

Wir wissen jedoch, dass das Niveau der unterirdischen Gewässer bei Holstein bei der Seehöhe . 410·012 „

liege; es hätte also hier ein Abgrund von . . . . 53·389 Meter entstehen können.

Die obere Oeffnung des Erdtrichters hat die S. H. 463·401 „

nun sagt Herr Dr. Wankel selbst, dass die Tiefe jenes Erdfalles . . . . 26.000 „

betrug, und dass am Grunde Kalkblöcke und eine finstere Kluft zu sehen war.

Es war also die Seehöhe des Grundes und jener Kluft mit den Kalkblöcken . . . . 437·401 Meter

dies bedeutet aber die felsige Sohle des Thales selbst. (Vor der Rasovna, die 275 Schritte nördlicher gelegen ist, hat diese Sohle die Seehöhe 438·722 Meter.)

Wir haben früher schon erwähnt, dass es oftmals geschieht, dass sich vor der Rasovna Gewässer bis zur Seehöhe von 447.807 Meter und manchmal auch bis 453·705 Meter ansammeln; im ersteren Falle bildet sich eine Wassersäule von 37·795 Meter, im letzteren dagegen eine Wassersäule von 43·693 Meter in den unterirdischen Räumen der Rasovna und der alten Rasovna.

Diese Gewässer trachten sich nach allen Seiten hin auszubreiten und die obigen Höhen zu erreichen; sie dringen daher durch die Spalten der felsigen Sohle, waschen selbe aus, erreichen die abgelagerten aus Lehm, Kalk und Grauwackengerölle bestehende Ablagerung und tragen die Bestandtheile in die unterirdischen Gänge; die schwache Decke der von unten ausgewaschenen Säule stürzt ein und der Erdfall ist fertig.

Wie stark nur brauchte die Decke des obigen Erdsturzes gewesen zu sein?

Von dem Niveau des unterirdischen Ganges bis an den Tag beträgt die Höhe . . . . 53·389 Meter
Die Gewässer erreichen aber die Höhe von . . 37·795 „
so dass also auf die Decke verbleiben . . . . . . 15·594 Meter
und wenn sich eine Wassersäule von 43·693 Meter bildet, so erübrigt auf die Decke sogar nur 9·696 Meter.

Schliesslich sei noch erwähnt, dass jener Erdsturz mit dem unterirdischen Gange der alten Rasovna in Verbindung steht.

Aus diesen Ausführungen geht hervor, dass durch jenen Erdsturz meine Ansicht über den Gang der unterirdischen Gewässer und über die Wirkungen des hydrostatischen Druckes nur bekräftigt wurden.

III. Die Gewässer von Ostrov.

Wenn wir von Holstein aus durch das Thal südwärts schreiten, so erblicken wir unmittelbar vor Ostrov eine mässige Berglehne, in welcher sich ein ziemlich ausgedehnter unterirdischer Wasserbehälter befindet.

Zu diesem kann man derzeit durch 3 Oeffnungen gelangen: durch den Eingang zu der langbekannten Kaisergrotte, welche einen Theil jenes Wasserreservoirs bildet, dann durch eine 170 Schritte entfernte nördlicher gelegene Höhle und endlich durch den aus der Kaisergrotte führenden Abzugscanal.

Der Eingang zur Kaisergrotte hat die Seehöhe 467·457 Meter
die Sohle in der rechts gelegenen Wasserkammer . 449·097 „

Im Sommer pflegt hier das Wasser eine Tiefe von 1—2 Meter zu haben.

Der Eingang zu der 170 Schritte entfernten Höhle liegt bei der Seehöhe 458·454 Meter und führt durch einen 30 Meter langen Gang zu zwei Wasserklüften; hinter diesen ist eine schmale Wasserröhre, in welcher ich im Jahre 1864 noch 20 Meter weit hineingekrochen bin.

Aus der Kaisergrotte führt ein natürlicher Abzugscanal bei der Seehöhe . . . . 452·787 Meter
und da die Sohle in der Grotte die Seehöhe von . . 449·097 „
hat, so müssen sich zuerst diese Wasserbehälter . . 3·690 Meter
hoch mit Wasser füllen, bevor aus ihnen durch den obigen Gang die Gewässer austreten können.

Wenn dies geschieht (im Frühjahr oder nach heftigen Regengüssen) dann fliesst ein Bach aus der Kaisergrotte gegen 100 Schritte weit und verliert sich unmittelbar bei dem Fahrwege in einer 3·5 Meter tiefen Kluft bei einer Seehöhe von . . . . 452·718 Meter
und da der Wasserspiegel in der Macocha eine Seehöhe von . . . . 348·997 „
besitzt, so haben wir hier ein Gesammtgefälle von . 103·721 Meter
auf eine Entfernung von 2800 Meter (entnommen aus der photog. Sect.-Copie 1 : 25·000).

Wir haben früher das Gefälle der unterirdischen Gewässer auf 100 Meter bei den Slouper Gewässern mit . . . . 0·903 Meter
bei jenen von Holstein mit . . . . 0·984 „
berechnet; wenn wir daher die Durchschnittszahl per 0·943 Meter
auf die Gewässer von Ostrov anwenden, so beträgt die Steigung bei der Entfernung von 2800 Meter von der Macocha bis zu dieser Kluft 26·404 Meter.

Wenn wir also von dem Gesammtgefälle per . 103·721 Meter
diese berechnete Steigung per . . . . 26·404 „
abziehen, so verbleiben noch . . . . 77·317 Meter
auf einen Abgrund (Schlott) oder einen Gang mit Abstürzen, der sich unterhalb Ostrov in der Richtung zu dem später zu besprechenden Erdfalle bei der Mühle erstreckt.

Gegenüber der Pfarre in Ostrov befindet sich ein Schlott, dessen Oeffnung mit einem Eisengitter geschlossen ist. Im Jahre 1864 liess ich mir diesen Schlott öffnen, gelangte jedoch blos gegen 4 Meter tief, in dem ausgewaschenen, mit Schlamm vertragenen Loche; da jedoch die Gewässer, welche von der höher gelegenen Umgebung zu Regenzeiten kommen und das Gefälle dahin haben, ziemlich bedeutend sind, so werden tiefer gewiss grosse Räume vorhanden sein.

Die Seehöhe der Oeffnung ist . . . . 485·102 Meter
das Niveau in der Macocha . . . . 348·997 „
wir haben hier also ein Gesammtgefälle von . . . 136·105 Meter

Wenn wir hievon die auf die Entfernung von 2500 Meter entfallende Steigung von der Macocha (0·943 : 100 Meter) per . . . . 23·575 „
abziehen, so verbleiben . . . . 112·530 Meter
auf einen Abgrund oder eine Strecke mit Abstürzen, wobei ich bemerke, dass ein circa 50 Meter senkrechter Schlott jedenfals hier sein müsse, während der Rest von 62·530 Meter sich auf einen Stufengang vertheilen kann.

In dem Thale unterhalb Ostrov sind sehr viele Erdtrichter, in welche sich das Wasser zu verlieren pflegt.

Der wichtigste unter ihnen ist jedoch jener Erdfall, in welchem früher eine Mühle stand und in dem ein Wasserschlund die vom Mühlrade herabstürzenden Wassermassen aufnahm.

Die Strasse, bei welcher dieser Erdfall knapp gelegen ist, hat eine Seehöhe von . . . . 445·879 Meter
der Erdtrichter ist . . . . 12·510 „
tief und hat somit eine Seehöhe von . . . . . 433·369 Meter
und da das Wasserniveau in der Macocha die Seehöhe von . . . . 348·997 „
hat, so verbleiben . . . . 84·372 Meter
auf das Gesammtgefälle auf eine Strecke von 2100 Meter.

Wenn wir in dem obigen Verhältnisse die Steigung von der Macocha per . . . . 19·803 „
abziehen, so verbleiben noch . . . . 64·569 Meter
auf einen Schlott oder eine Strecke mit Abstürzen.

Oben haben wir gesehen, dass die Seehöhe bei dem Eisengitter gegenüber der Pfarre . . . . 485·102 Meter
betrage, die Seehöhe in dem Erdtrichter bei der Mühle ist 433·369 „
somit ist hier ein Niveauunterschied von . . . . . 51·733 Meter
und da die Berglehne, auf welcher die Pfarre steht, jäh herabgeht, und die in den Abgrund bei der Pfarre abfallenden Gewässer aus dieser Berglehne nicht hervorkommen, so ist meine Behauptung, dass dort ein circa 50 Meter tiefer senkrechter Schlott sein müsse, gerechtfertigt.

Was die übrigen unterhalb Ostrov befindlichen Erdtrichter anbelangt, so erwähne ich noch jene, welche sich in der Felsenpartie unterhalb Vintoky befinden; es sind hier viele Felsenspalten und Löcher, in welche sich die Gewässer bei der Seehöhe von . 440·348 Meter
verlieren; das Niveau in der Macocha hat die Seehöhe von . . . . 348·997 „
es ist hier somit eine Niveau-Differenz von . . . . 91·351 Meter

Ziehen wir hievon ab die auf eine Entfernung von 1800 Meter entfallende Steigung per . . . . . 16·974 „
so verbleiben noch . . . . 74·377 Meter
auf einen Schlott oder einen Gang mit Abstürzen.

Das Niederschlagsgebiet für die Gewässer von Ostrov hat einen Flächeninhalt von circa 13 Quadratkm. mit einer jährlichen Niederschlagssummen von $6^1/_2$ Millionen Kubikmeter.

IV. Die Gewässer des Plateau der Macocha, die Gewässer des Slouper- und des dürren Thales.

In die Wasserbehälter der Macocha gelangen noch jene Niederschläge, welche in die verschiedenen Spalten, Sauglöcher und Erdtrichter eindringen, die sich auf jenem Plateau befinden, welches sich zwischen den Thälern von Sloup, Holstein und Ostrov, dann zwischen dem dürren und dem Slouper Thale ausdehnt und eine durchschnittliche Seehöhe von 485 bis 500 Meter besitzt.

Dieses Gebiet hat eine Fläche von circa 7 Quadratkilometer mit einer jährlichen Summe von Niederschlägen per $3^{1}/_{2}$ Millionen Kubikmeter.

Was nun das von Sloup zu Punkva sich hinziehende Thal anbelangt, in welches sich die Gewässer von den steilen Abhängen ergiessen, so bestehen zwar daselbst keine eigentlichen Wasserschlünde und lauft der grösste Theil der Gewässer als wilder Bach durch das Thal herab; nichtsdestoweniger gibt es hier dennoch Spalten und Sauglöcher, in welche sich ein Theil der Gewässer verliert, um unterirdisch zur Macocha herabzulaufen.

In einer Entfernung von 500 Schritt vor dem Punkvaausflusse ist die sogenannte Bertalangrotte, in welcher sich zwei Wasserkammern zu befinden pflegen, in die aus der Umgebung das Wasser sich sammelt und dann langsam zur Macocha ablauft.

Die Seehöhe der Oeffnung dieser Grotte ist 363.660 Meter, jene der Sohle	359·660 Meter
und da das Niveau des Macocha-Teiches	348·997 „
hat, so besteht hier ein Gefälle von	10·663 Meter
und wenn wir hievon auf die Entfernung von 400 Meter (0·943 : 100) per	3·772 „
abziehen, so besteht hier noch ein Absturz von . .	6·891 Meter.

Von den Gewässern, die von den Abhängen des dürren Thales herabgelangen, kann nur jener Theil, der noch zur Macocha das Gefälle hat, hinabfliessen; der grösste Theil der Gewässer jedoch lauft als wilder Bach durch das Thal herab.

Der letzte Erdtrichter im dürren Thale hier befindet sich 330 Schritte vor dem von Vilimovic zur Macocha führenden Fusssteige.

Wieviel nun von den Niederschlägen des Slouper und des dürren Thales zu den Wasserbehältern der Macocha gelangen mag, lässt sich auch nicht annähernd bestimmen.

V. Macocha und Punkva.

Es ist hier nicht der Ort, eine Topographie dieses Abgrundes zu beschreiben, noch dessen Entstehungsweise näher zu schildern.

Nur insofern es zur näheren Beleuchtung der behandelten Frage über die unterirdischen Gewässer dient, mag hier Folgendes stehen:

Auf der Südostseite und auf der Nordwestseite dieses Abgrundes sind zwei grosse Rinnsäle, die mit steiler Abdachung bis zur Seehöhe von 400—410 Meter herabgehen; von da stürzen die Felswände senkrecht herunter.

Auf der Ostseite sind mehrere, aber kleinere Rinnsäle, die ebenfalls bei der obbezeichneten Seehöhe in senkrechte Felswände übergehen; die Westseite bildet die imposante schroffe, über 136 Meter hohe Felswand.

Durch alle diese Rinnsäle nun kamen (und kommen bis jetzt noch) die Gewässer zur Macocha und haben an deren Auswaschung gearbeitet.

Vor allem war es jedoch jener Schlund, der sich auf der Südwestseite befindet und Rauchfang (komín) genannt wird, dessen Gewässern

die hohen und grossen Räume des sogenannten Höhlenrachen ihre Entstehung zu verdanken haben.

Der obgenannte 7·5 Meter lange, 5·8 Meter breite Schlott hat eine Tiefe von 85·6 Meter und geht senkrecht zum östlichen Teiche herab.

Man stelle sich die Wirkung herabstürzender Wassermassen aus dieser Höhe nur vor.

Bei meiner im Jahre 1864 unternommenen Expedition in diesen Abgrund habe ich unter der östlichen Felswand ein grosses Wasserbassin entdeckt. Dieser Wasserbehälter, in welchem die Gewässer, von denen oben die Rede war, sich vereinigen (ob unmittelbar vor der Macocha, wie ich glaube, da hier die niedrigste Stelle ist, oder in einer grösseren Entfernung vor derselben, weiss man nicht) steht mit der Macocha selbst durch mehrere in verschiedenen Höhen befindliche Oeffnungen in Verbindung.

Durch diese Verbindungsgänge gelangen die Gewässer auf den Grund der Macocha und bilden bei normalem Wasserstande 2 Teiche daselbst.

Aus dem westlichen Teiche fliesst dann das Wasser zur Punkva ab; und da sich der senkrechte Felsen noch 1 Meter tief unter das Wasser senkt, so kann dasselbe nur langsam abfliessen.

Wenn nun Hochwasser kommt und die Wasserbehälter sich füllen, dann strömen rasch aus allen den Oeffnungen die Gewässer in die Macocha, und da sie nicht so schnell abfliessen können, so steigt hier das Wasser und bildet einen See von mindestens 13 Meter Tiefe über dem normalen Niveau.

Ich habe in einer der Macocha-Höhlen in den Spalten der Felswände einen Balken in einer solchen Höhe eingekeilt gesehen, dass die Gewässer, durch welche allein jener Balken hat hinkommen können, die Höhe von 13 Meter haben erreichen müssen.

Wie wir wissen, hatte der Wasserspiegel der Macocha-Teiche am 18. August 1864 die Seehöhe von	348·997 Meter
und da das Wasser mindestens	13 „
hoch zu steigen pflegt, so erreicht dasselbe die Seehöhe von	361·997 Meter

in welchem Falle das Wasser in den Kammern der Bertalan-Grotte nicht nur kein Gefälle zur Macocha haben, sondern mitsteigen muss, und der Fall leicht eintreten kann (wenn er sich nicht oft schon ereignet hat), dass die Gewässer nicht nur durch die Punkva, sondern auch durch diese Grotte ihren Ausfluss finden.

Das Gefälle zwischen dem Punkva-Ausflusse und der Macocha ist ein geringes; die Seehöhe in der Macocha ist . .	348·997 Meter
jene bei dem Punkva-Ausflusse	347·826 „
sonach also ein Gefälle von	1·171 „

auf eine Entfernung von 400 Meter, daher auf 100 Meter ein Gefälle von 0·292.

Wie schon mehrmals erwähnt wurde, betrug die Seehöhe des Macocha-Teiches am 18. August 1864	348·997 Meter
nun war aber der Teich selbst	5·700 „
tief, es hatte also der Grund des Macocha-Teiches die Seehöhe von	343·297 Meter

und liegt demnach derselbe um 4·529 Meter tiefer, als das Bachbett der Punkva bei ihrem Ausflusse.

Es besteht demnach zwischen dem Punkva-Ausflusse und der Macocha ein solches vertieftes Rinnsal, in welchem das Wasser selbst dann stehen bliebe, wenn der Punkva kein Wasser zukommen würde.

Da wir fast am Ende dieser Abhandlung uns befinden, so entsteht die Frage, ob es denn auch wahr sei, dass in die Macocha alle jene Gewässer gelangen, von denen oben die Rede war, und ob sie dann auch wirklich zur Punkva herauskommen?

Wir haben die natürlichen und für diesen Fall passenden Bedingungen näher geschildert und ziffermässig nachgewiesen.

Hiermit ist jedoch die begründete Vermuthung noch nicht erfahrungsgemäss bestätigt.

Dieser Umstand, glaube ich, ist mir in diesem Jahre geglückt.

Ich habe schon oben jenes Wolkenbruches in dem Niederschlagsgebiete von Holstein und Ostrov erwähnt.

Nach der Besichtigung der Rasovna und der Erdtrichter in dem Holsteiner Thale eilten wir nach Sloup, in der Voraussetzung, dass auch hier Hochwasser sein wird, dessen Wirkungen näher kennen zu lernen, ich hoffte.

Allein unser Erstaunen war gross, als wir zu den Slouper Höhlen ankamen: das Bachbett war trocken, es hat in diesem Gebiete nicht nur an diesem Tage, sondern auch viele Tage bevor nicht geregnet.

In den Wasserbehältern der unteren Räume war wenig Wasser und dasselbe war klar.

Am folgenden Tage, d. i. am 3. April 1882, war jedoch das Wasser in der Macocha trübe; die beiden Teiche waren zu einem See vereinigt und aus der Punkva drang gewaltsam schlammiges Wasser heraus.

Es musste also dieses trübe Wasser aus dem Gebiete des Wolkenbruches gekommen sein und zwar entweder von Holstein und Ostrov gemeinschaftlich oder mindestens von Holstein allein.

Kamen die Gewässer in die Macocha und durch diese in die Punkva blos von Holstein, so hätten die trüben Gewässer von Ostrov einen anderen Ausgang haben müssen, und da dies nicht der Fall war, so mussten sie sich vereinigt haben.

Wenn nun bewiesen ist, dass die Gewässer von Holstein und Ostrov durch die Punkva ihren Ausgang finden, so müssen auch die Gewässer von Sloup mit ihnen sich vereinigen und ihnen folgen; denn die Gewässer von Sloup treten nirgends nördlicher aus dem Felsen hervor und südlicher geschieht es auch nicht und kann es auch nicht geschehen, weil sie sonst die vereinigten Gewässer von Holstein und Ostrov durchschneiden müssten.

Bei meiner Macocha-Expedition im Jahre 1864 habe ich die Ueberzeugung gewonnen, dass es unmöglich ist, von der Macocha aus die Punkva zu befahren und beim Ausflusse herauszukommen; es lag mir aber daran, zu wissen, wie weit es möglich sei, vom Punkva-Ausflusse auf dem unterirdischen Wasser der Macocha sich zu nähern.

Am 3. August 1880 unternahm ich mit dem Gehilfen Joseph Horák diese unterirdische Fahrt; jeder von uns stand auf einem

2 Meter langen, 0·96 Meter breiten Flosse und so ruderten wir auf dem ruhigen und glatten Wasserspiegel der Punkva neben einander 30 Meter weit.

Hier zeigte sich eine schmale, niedrige Strecke, in welche ich mit meinem Flosse einige Meter vordrang, bis dasselbe zwischen den immer mehr sich schliessenden Felswänden vollkommen stecken blieb. Es war unmöglich, weiter vorzudringen, obwohl ich sah, dass der immer enger werdende Gang noch weiter sich fortsetzt.

Am 22. November 1881 unternahm ich zum zweiten Male diese Fahrt und zwar in Gemeinschaft meines Concipienten Eduard Richter und des Gehilfen Josef Horák auf einem blos 0·64 Meter breiten, 4 Meter langen, aus Brettern construirten Flosse, das leicht 3 Personen tragen konnte.

Langsam und ruhig bewegte sich dieses Floss zu der schmalen und niedrigen Strecke; hier legten wir uns auf das Floss und schoben dasselbe vorwärts, uns mit den Händen auf die Felswände stemmend, bis endlich die Decke unsere Rücken erreichte und eine weitere Fahrt verhinderte.

Das Wasser war von dem schmalen Flosse ganz bedeckt und die Decke senkte sich bis 0·35 Meter zum Wasserspiegel herab.

Auf einem vorbereiteten und vor uns geschobenen Brette standen 5 angezündete Kerzen, und da wir uns mit dem Flosse nicht fortbewegen konnten, so wurde dieses Brett, an dem zum Zurückziehen desselben eine Schnur angebunden war, mit einer langen, dünnen Stange vorwärts geschoben.

Die 5 Kerzen brannten mit der grössten Ruhe, ohne Flackern, und beleuchteten uns den immer enger und niedriger werdenden Gang, bis sich derselbe in einer Entfernung von 8 Meter, von unserem Flosse gerechnet, in eine schön geformte, etwa 2 Meter lange, 1·5 Meter breite und 1 Meter hohe Capelle erweiterte, in der die Felswände auf allen Seiten in das Wasser reichten.

Längere Zeit verweilten wir, auf unserem Flosse liegend und diese Lage betrachtend.

Grabesstille herrschte hier; es fiel kein Tropfen von der Decke, es zog kein Luftzug durch die Strecke und es sah aus, wie in einem Gottesgrabe (heil. Grabe am Charfreitag).

Die Tiefe des Wassers wurde auf 3 Stellen im schmalen Gange und auf 3 Stellen in der breiten Strecke gemessen und überall mit 3 Meter Seigertiefe gefunden.

Wir waren vorgedrungen:

a) von dem Beginne der nördlichen Felswand in der Breitenstrecke	30 Meter
b) in dem schmalen Gange	16 „
c) das Brett mit den 5 Kerzen erreichte das Ende des Ganges bei	8 „
Summa . .	54 Meter
zählt man jedoch von der südlichen Felswand, so vermehrt sich diese Entfernung um	22 „
und beträgt demnach die Gesammt-Entfernung	76 Meter

Nach dem Austritte der Punkva in das Thal fliesst dieselbe rasch mit starkem Gefälle in südwestlicher Richtung; verliert sich jedoch noch einmal, und zwar in einer Entfernung von 250 Schritten von dem Punkva-Ausflusse unter einem senkrechten Felsen, um nach einer unterirdischen Wanderung von etwa 180 Schritten wieder hervorzutreten und sich vor der Skála-Mühle mit dem dürren Thale zu vereinigen.

Die Seehöhe bei dem Punkva-Ausflusse beträgt	347.826 Meter
jene bei der Vereinigung mit dem dürren Thale . .	327·057 „
es ist hier somit ein Gesammtgefälle von	20·769 Meter
auf eine Entfernung von 1500 Meter und entfällt also auf 100 Meter ein Gefälle von 1·384 Meter.	
Von der obigen Seehöhe per	327·057 Meter
gelangt dann die Punkva nach einer Entfernung von 4500 Meter zu ihrer Einmündung in die Svitava bei einer Seehöhe von	263·291 „
und es beträgt also das ganze Gefälle	63·766 Meter
und entfällt auf 100 Meter ein Gefälle von 1·417 Meter.	

VI. Bemerkungen zu der Seehöhen-Kenntniss der Niveauverhältnisse.

Eine Schilderung des Laufes der unterirdischen Gewässer war absolut unmöglich, ohne die wichtigsten Punkte am Tage und in den Höhlen und Abgründen hypsometrisch bestimmt zu haben.

Ich habe zu diesem Zwecke ein ziemlich umfassendes Nivellement durchgefürt und glaube, dass fast jeder wichtigere Punkt in diesem Höhlensysteme nunmehr so viel möglich genau bezüglich seiner Seehöhe fixirt erscheint.

Bei dem Nivellement durch die Thäler von Sloup, der Punkva, von Holstein und Ostrov wurden nicht nur die Punkte im Thale unter den einzelnen Höhen, sondern auch die Seehöhen der Höhleneingänge selbst bestimmt.

Ich begann von dem Triangulirungspunkte bei Sošůvka genannt Muckyberg (ortsüblich Helišova skála), mit 608·730 Meter und habe sämmtliche gefundenen Höhen auf diesen Triangulirungspunkt reducirt.

Bei dem Nivellement bediente ich mich eines Instrumentes von der Firma Kammerer & Starke in Wien.

Von den auf den Specialkarten und der photog. Sections-Copie 1 : 25000 angegebenen Seehöhen muss bemerkt werden, dass dieselben laut der mir zugekommenen Mittheilung der Direction des k. k. milit.-geograph. Institutes ddo. 6. April 1881, Z. 4087, „überall bei der Neuaufnahme im Jahre 1876 um 5 Meter vermehrt wurden, damit dieselben mit den Höhen an den Grenzen Mährens im Einklange erscheinen, dass jedoch die absoluten Höhen seinerzeit, wenn das im Jahre 1878 bis Brünn geführte Präcisions-Nivellement fortgesetzt, vollendet und ausgeglichen sein wird, noch eine den Daten dieses Nivellement entsprechende Aenderung erleiden müssen.“

Ich habe demnach die alte Seehöhe per 608·730 Meter beibehalten; es sind also meine Seehöhen um 5 Meter kleiner, als jene auf den Specialkarten. Von diesen führe ich hier behufs Vergleichung jene an, welche entweder genau oder nahezu genau dieselben Punkte betreffen, welche von mir bestimmt wurden:

Nr.		Seehöhe nach der Karte	Rectificirt — 5 Meter	Seehöhe nach Dr. Kříž	Differenz
1	Basis bei dem eisernen Kreuze vor dem Hřebenáč vor Sloup · ·	464	459	461·271	+ 2·271
2	Strasse bei der Abzweigung des Fahrweges in das Slouper-Thal vor der Kulna bei Sloup · · · · · · ·	465	460	462·033	+ 2·033
3	Basis bei dem Macocha-Gloriette · · · · ·	488	483	485·547	+ 2·547
4	Fahrweg gegenüber der Schafgrotte im Holsteiner Thale · · ·	462	457	459·715	+ 2·715
5	Basis bei der Windmühle im Westen von Ostrov · · · · · · ·	496	491	492·761	+ 1·761
6	Fahrweg im dürren Thale bei der Höhle Nr. 18 · · · · · ·	425	420	422·313	+ 2·313

Wir ersehen daraus, dass die Seehöhen bis auf 2, resp. 2·5 Meter übereinstimmen; die Differenz wird wahrscheinlich in der Verschiedenheit der Ausgangsstation ihren Grund haben; es bildet nämlich die Helišová skàla einen 2—3 Meter hohen Felsenvorsprung, und ich begann mein Nivellement von der Spitze desselben.

Wie unbedingt nothwendig die genaue Kenntniss der Niveauverhältnisse für einen ernsten Forscher der Höhlen sei, beweist am besten der Umstand, dass selbst Herr Dr. Wankel in dem obcitirten Werke „Bilder aus der mährischen Schweiz etc." auf Seite 229 nachstehende Geschichte nicht nur reproducirt, sondern dieselbe sogar für wahr hält. Er schreibt:

„An der westlichen Seite (der Kaisergrotte) liegt eine kleine capellenartige Ausweitung, welche theilweise mit Schlamm vertragen ist. Hier soll, einem Berichte des Altgrafen Salm zufolge, sich eine niedrige Oeffnung befinden, die durch einen langen, schmalen Gang zu einem unterhalb Ostrov sich befindlichen See von stundenlanger Erstreckung führt, welchen der Altgraf ein Stück weit mit einem kleinen Kahne befahren, aber aus Besorgniss, den Rückweg nicht wieder zu finden, umgekehrt sein soll. Der Altgraf gibt an, dass die Ausdehnung der den See fassenden Halle so gross sei, dass der Strahl seines Lichtes weder die Decke, noch die Seitenwände erreichte, dass sich eine graue Staubdecke über dem Wasserspiegel ausbreite, die, mit dem Ruder getheilt, gleich wieder zusammenfliesse.

Vergebens suchten wir vor etwa 20 Jahren diesen Eingang, vergebens liessen wir einen Theil des Schlammes beseitigen, unverrichteter Sache mussten wir wieder zurückkehren.

Es ist jedoch an der Wahrheit der Angabe des Altgrafen Salm nicht zu zweifeln, umsoweniger, als hiefür die Oeffnung einer engen Höhle spricht, die auf der Strasse neben der Pfarre des Ortes liegt und zu einem tief unten liegenden Wasser führt, und hinabgeworfene Steine durch ihr lang andauerndes Dröhnen einen grossen Raum bekunden."

Ein See von stundenlanger Erstreckung müsste jedoch unbedingt im Niveau des Wasserspiegels der Macocha liegen. (Von Ostrov zur Macocha sind drei Viertel Stunden.)

Nun wissen wir, dass die Sohle der Kaisergrotte die Seehöhe von . . . . 449·097 Meter
und jene des Macochateiches von . . . . 348·997 „
besitzt, es besteht demnach zwischen beiden eine
Niveau-Differenz von . . . . 100·100 Meter
für einen Abgrund oder für einen Gang mit Abstürzen.

Wie ist nun Altgraf Salm über diese mit seinem Kahne herab- und wie hinaufgefahren?

Herr Dr. Wankel schöpfte seine Nachricht aus dem Archive für Geographie, Historie und Kriegskunst, Wien 1815, in welcher die Sache nachstehend näher beschrieben erscheint:

„Sehr wahrscheinlich fliesst dieses Wasser (aus der unteren Etage) von Sloup unter den Ostrover Feldern hinweg, vielleicht durch jenen grossen unterirdischen See in der Höhle Eniodis (Kaisergrotte).

Befährt man diesen See, so gelangt man weiterhin rechts in eine Halle, die mit einem gewölbten Gange schliesst, und wenn man wieder zurückfährt, links durch mehrere Krümmungen in einen sehr niedrigen Canal, dass man sich flach im Schiffe ausstrecken und dieses ohne Ruder blos mit den Armen sich an die niedere und schroffe Gewölbedecke stemmend, ungefähr 15° fortschieben muss, wo sich der Gang auf einmal so erweitert, dass man aufrecht stehen und in einem kleinen runden capellenartigen Raume das Schiff wenden kann.

Ueberall ragen steile Wände in das beinahe grundlose Wasser.

Nur westlich öffnet sich eine enge Schlucht, gerade so gross, dass das Schiff, wenn man sich, wie in dem Canal, glatt niederlegt, mühsam durchgezwängt werden kann.

Man befindet sich nun auf einem ungeheueren See, wahrscheinlich stundenlanger Ausdehnung unter den Ostrover Feldern.

Dieser grosse See hängt mit dem kleinen zusammen, steigt und fällt wie dieser und muss auch einen Abfluss haben, da er die Punkva und mehrere andere Quellen ernährt."

Es ist also Horky (der Schreiber jenes Aufsatzes) sowohl, als auch Herr Dr. Wankel der Ansicht, dass das Wasser in der Kaisergrotte und jenes in dem unterirdischen See von stundenlanger Aus-

dehnung unterhalb der Ostrover Felder das gleiche Niveau haben; und doch ist hier eine Niveau-Differenz von mehr als 100 Metern.

Ich habe selbst schon erwähnt, dass sich die Gewässer von Sloup, Holstein und Ostrov in einem grossen, vor der Macocha gelegenen Wasserbehälter vereinigen; ob dies nun unmittelbar vor Macocha oder in einer gröseren Entfernung vor derselben geschehe, ist schwer zu sagen. Hier vereinigen sich jedoch diese Gewässer bei einer Seehöhe von 348·997 Meter.

Wenn also von einem solchen See die Rede wäre, so hätte das einen Sinn; aber ein See von stundenlanger Ausdehnung, dessen Gewässer mit jenen der Kaisergrotte steigen und fallen, mit ihnen also die Seehöhe von 449·097 bis 452·787 haben, kann sich unmöglich daselbst befinden; denn, wie schon gesagt wurde, hat die Sohle der Kaisergrotte die Seehöhe von . . . . 449·097 Meter
und sobald hier das Wasser bis . . . . 3·690 „
also zur Seehöhe von . . . . 452·787 Meter
steigt, stürzen die Gewässer durch den Abzugscanal hinaus auf den Tag, um sich wiederum in einer nahegelegenen Kluft zu verlieren.

Das Thal, in welchem dies geschieht, breitet sich zwischen der Berglehne der Kaisergrotte und dem steilen Abhange von Ostrov und dessen Feldern aus und hat eine Seehöhe von 452·718 Meter.

Wenn nun Altgraf Salm auf einem Wasserspiegel von der Seehöhe 452·787 Meter (da von einem beinahe grundlosen Wasser die Rede ist, so musste der Wasserstand daselbst die grösstmögliche Höhe erreicht haben) mit seinem Kahne gerudert ist, wie kam er über dieses Thal unter die Ostrover Felder?

Ein See von stundenlanger Ausdehnung würde das ganze zwischen der Macocha, Ostrov, Holstein und Sloup gelegene Plateau einnehmen, und da er die Seehöhe von 449·097 hätte, so müssten die Gewässer aus den unteren Räumen von Sloup von der Seehöhe 389·647 und jene von Holstein von 410·012 ziemlich hoch hinauffliessen, um ihm Wasser zuzuführen.

Von einem solchen grossen unterirdischen See, dessen Gewässer ungeachtet jenes Niveauunterschiedes mit den Gewässern der Kaisergrotte (449·097), mit jenem der unteren Räume von Sloup (389·647) und von Holstein (410·012) und der Macocha (348·997) in Verbindung stehen sollen, spricht auch Gregor Wolny in seiner Topographie Mährens, 1836, Band II.

„Der wissbegierige und unerschrockene Altgraf Salm-Reifferscheid-Krautheim bestieg zuerst diesen Orcus (die untere Etage der Slouper Höhlen), setzte in einem kleinen Nachen über das untere fliessende Wasser und erhielt die Ueberzeugung, dass dieser Fluss keineswegs sein Dasein, sondern nur seine abwechselnde Vergrösserung jenem Bache zu danken habe, der bei Sloup vorbeieilt und einigemal des Jahres anschwillt.

Dieser unterirdische gegen hundert (!) Klafter tiefe Strom kommt aus einem grossen Wasserbassin, welches, alle Gewässer der höheren Gegenden aufnehmend und selbst mit dem grossen unterirdischen See von Ostrov in Verbindung stehend, die Quelle des durch die Macocha fliessenden Punkvabaches ist.“

Höhen über dem Meeres-Niveau.

Triangulirungs-Punkt Muckyberg (Helišova skála) 608·730 Meter

I. Im Thale von Holstein und Ostrov.

Nr.		Meter
1.	Die oberste Kante der senkrechten Felsenpartie im Westen von Holstein	504·668
2.	Der Fusssteig neben der Burgmauer auf der Westseite	484·677
3.	Der Hohlweg unterhalb dieses Fusssteiges	474·077
4.	Fusssteig gegenüber dem Eingange in die Burghöhle „lidomorna" (Nr. 1[1])	460·684
5.	Fusssteig neben dem wilden Bachbette der bílá voda in Holstein gegenüber dem Hause Nr. 28	455·305
6.	Basis des Wohngebäudes der unteren Mühle in Holstein	449·705
7.	Wiese vor dem Wasserschlunde des Mühlbaches	447.944
8.	Der 157 Schritte von der unteren Mühle entfernte Wasserschlund „propadání" (Nr. 2)	444·944
9.	Das wilde Bachbett der bílá voda gegenüber dem propadání	445·144
10.	Bachbett der bílá voda vor der Bucht, in welcher sich der Eingang zur Höhle Rasovna befindet	444·027
11.	Eingang in die Höhle Rasovna (Nr. 3)	438·722
12.	Fahrweg oberhalb des Einganges in die Rasovna	459.522
13.	Das unterirdische Bachbett der bílá voda, zugleich Wasserniveau in der Rasovna	410·012
14.	Wiese vor dem 160 Schritte von der Rasovna entfernten Wasserschlund der alten (stará) Rasovna (auch zbořisko genannt)	446·527
15.	Wasserschlund der alten Rasovna (Nr. 4)	444·127
16.	Fahrweg gegenüber dem im Jahre 1855 gebildeten Erdfalle	463 401
17.	Fahrweg gegenüber der Schafgrotte	459·715
18.	Eingang zur Schafgrotte (Nr. 5)	467·655
19.	Die von Sloup nach Lipovec führende Strasse im Holsteiner-Thale	460·662
20.	Eingang zu der 170 Schritte vor der Kaisergrotte gelegenen zu 2 Wasserklüften führenden Höhle (Nr. 6)	458·454
21.	Eingang zur Kaisergrotte (Nr. 7a)	467.457
22.	Rinnsal in der rechts (südlich) gelegenen Wasserkammer daselbst	449·079
23.	Wasserspiegel in der Kaisergrotte vor Ostrov am 25. Juli 1876	450·097
24.	Felsenvorsprung oberhalb des aus der Kaisergrotte vor Ostrov führenden Abzugscanales	460·244
25.	Das Bachbett dieses die Kaisergrotte mit dem Tage verbindenden Ganges (Nr. 7 b)	452·787
26.	Wasserschlund in der Nähe der Kaisergrotte bei dem Fahrwege unterhalb des Meierhofes vor Ostrov (Nr. 7 c)	452·718

[1]) Die von mir näher bestimmten Höhlen, Abgründe und Wasserschlünde bezeichne ich mit fortlaufenden Zahlen.

Nr.		Meter
27.	Strasse bei der Martersäule unterhalb Ostrov in der Nähe des Teiches	454·216
28.	Basis dieser Martersäule	455·404
29.	Eisengitter über dem Abgrunde gegenüber der Pfarre in Ostrov (Nr. 8)	485·102
30.	Basis der Kirchenpforte in Ostrov	489·658
31.	Strasse unterhalb Ortrov bei der in einem Erdfalle stehenden Mühle	445·879
32.	Wasserschlund in diesem Erdfalle (Nr. 9)	433·369
33.	Eingang zur Höhle in der Balcarova skála (Nr. 10) .	457·399
34.	Eingang zur Höhle unterhalb der Windmühle „na končinach (Nr. 11)	464·561
35.	Eingang zum Fuchsloche unterhalb „Víntoky“ (Nr. 12) vor Ostrov	453·344
36.	Bebautes Feld unterhalb des Fuchsloches	440·244
37.	Eingang zur Höhle Nr. 13 in der Felsenpartie unterhalb Víntoky	440·348
38.	Eingang zur Höhle Nr. 14 in derselben Felsenpartie	440·148
39.	Eingang zur Höhle Nr. 15 in derselben Felsenpartie	440·048
40.	Eingang zu der letzten Höhle in dieser Felsenpartie Nr. 16	440·348
41.	Die von Ostrov nach Jedovnic führende Strasse an dem Vereinigungspunkte mit dem aus dem dürren Thale führenden Fahrwege	439·319

II. Im dürren Thale.

42.	Der von Jedovnic zum Wirthshause Víntoky führende Fusssteig	436·886
43.	Der von Vilimovic zur Macocha führende Fusssteig .	425·723
44.	Eingang zu der gegenüberliegenden auf der südlichen Berglehne befindlichen Höhle Nr. 17 (jeskyně smrtní Todtengrotte)	481·863
45.	Fahrweg gegenüber der Höhle Nr. 18	422·313
46.	Eingang zu der auf der Südseite gelegenen Höhle Nr. 18	433·523
47.	Fahrweg gegenüber der Höhle Nr. 19	413·038
48.	Eingang zu der auf der Südseite gelegenen Höhle Nr. 19	420·088
49.	Fahrweg gegenüber der Höhle Nr. 20	404·183
50.	Eingang zu der in der südlichen Lehne gelegenen Höhle Nr. 20	437·183
51.	Fahrweg in der I. Klamm	379·605
52.	Fahrweg gegenüber der anf der Südseite gelegenen Höhle Nr. 21	376·152
53.	Eingang zu dieser Höhle Nr. 21	380·152
54.	Fahrweg gegenüber der Höhle Nr. 22	358·279
55.	Eingang zu der auf der Nordseite gelegenen Höhle Nr. 22	375·679
56.	Fahrweg gegenüber der Höhle Nr. 23, 24 25 . . .	356·686
57.	Eingang zu der auf der Nordseite gelegenen Höhle Nr. 23	359·686
58.	Eingang zu der auf der Südseite gelegenen Höhle Nr. 24	371·076
59.	Eingang zu der auf der Südseite gelegenen Höhle Nr. 25	362·686

Nr.		Meter
60.	Fahrweg gegenüber der Höhle Nr. 26 . . . . , . .	353·795
61.	Eingang zu der auf der Südseite gelegenen Höhle Nr. 26	359·525
62.	Fahrweg gegenüber der Höhle Nr. 27 und 28 . . .	352·265
63.	Eingang zu der auf der Nordseite gelegenen Höhle Nr. 27	368·265
64.	Eingang zu der auf der Nordseite gelegenen Höhle Nr. 28	363·265
65.	Fahrweg gegenüber der Teufelsbrücke (Nr. 29) . . .	344·348
66.	Teufelsbrücke unter dem grösseren Felsenbogen . .	384·818
67.	Teufelsbrücke, oberste Kante derselben	402·818
68.	Waldboden unter den Teufelsfenstern	340·496
69.	Eingang zu den Teufelsfenstern (Nr. 30)	346·496
70.	Fahrweg gegenüber der Höhle Nr. 31	338·346
71.	Eingang zu der auf der Nordseite gelegenen Höhle Nr. 31 (koňská jáma)	351·252
72.	Fahrweg gegenüber der Rittershöhle (Nr. 32) . . .	337·434
73.	Eingang zu der auf der Südseite gelegenen Ritters höhle (Nr. 32)	376·018
74.	Fahrweg gegenüber der Höhle Nr. 33	335·174
75.	Eingang zu der auf der Südseite gelegenen Höhle Nr. 33	382·781
76.	Fahrweg gegenüber der Höhle Nr. 34, 35	333·362
77.	Eingang zu der auf der Nordseite gelegenen Katarinen Höhle (Nr. 34)	340·842
78.	Fahrweg gegenüber der auf der Südseite gelegenen Höhle Nr. 36	331·850
79.	Fahrweg nach Ostrov	332·552
80.	Fahrweg gegenüber der auf der Südseite gelegenen letzten Höhle Nr. 37	331·287
81.	Eingang zu der Höhle Nr. 37	349·037
82.	Brücke über dem Punkvabache bei der Vereinigung des dürren Thales mit dem Punkvathale	329·916
83.	Das Bachbett der Punkva unter dieser Brücke . . .	327·057

III. In der nächsten Umgebung von Sloup.

84.	Die von Sloup nach Housko führende Strasse an dem Punkte, von welchem der zum Muckyberge gehende Fusssteig abzweigt	582·891
85.	Strasse gegenüber der Martersäule vor Šošůvka . .	564·118
86.	Strasse gegenüber der Quellenkapelle	525·079
87.	Steinerne Brücke über dem Mühlgraben in Sloup . .	466·973
88.	Basis bei der Kirchenpforte in Sloup	465·803
89.	Bachbett unter der steinernen Brücke am südlichen Punkt Sloup's bei der Vereinigung der Bäche Suha und Ždárna	462·353
90.	Die von Sloup nach Raic führende Strasse an dem Orte, von welchem der nach Vavřinec gehende Weg abzweigt (in der Nähe der Martersäule)	470·047
91.	Dieselbe Strasse gegenüber der Höhle Nr. 3	478·553
92.	Eingang zu der auf der Südseite gelegenen Höhle Nr. 3	487·883
93.	Dieselbe Strasse gegenüber der Höhle Nr. 2	493·529

Nr.		Meter
94.	Eingang zu der auf der Südseite gelegenen Höhle Nr. 2	500·589
95.	Eingang zu der auf der Südseite gelegenen Höhle Nr. 1	501·118
96.	Fahrweg nach Vavřinec bei der Abzweigung von der Strasse vor der Anhöhe von Petrovic	496·268
97.	Die von Sloup nach Ostrov führende Strasse gegenüber dem Hřebenač	461·271
98.	Die von Sloup nach Ostrov führende Strasse bei der Vereinigung mit dem aus dem Punkvathale kommenden Fahrwege	462·033

IV. Die eigentlichen Slouper-Höhlen.

Die vielen Seehöhen, welche daselbst sowohl am Tage als auch unter demselben von mir bestimmt wurden, werde ich in meiner Monographie „die Slouper Höhlen und ihre Vorzeit" anführen.

V. Im Slouper Thale und im Punkvathale.

Nr.		Meter
99.	Fahrweg gegenüber dem Grenzpfahle 6, 7	455·633
100.	Fahrweg gegenüber der Höhle Nr. 1, 2	442·149
101.	Eingang zu der auf der Ostseite gelegenen Höhle Nr. 1	452·477
102.	Eingang zu der auf der Ostseite gelegenen Höhle Nr. 2	450·477
103.	Fahrweg gegenüber der Höhle Nr. 3	432·471
104.	Eingang zu der auf der Ostseite befindlichen Höhle Nr. 3	431·904
105.	Fahrweg gegenüber der Höhle Nr. 4	432·271
106.	Eingang zu der auf der Ostseite gelegenen Höhle Nr. 4	441·221
107.	Fahrweg gegenüber der Höhle Nr. 5	428·142
108.	Eingang zu der auf der Westseite gelegenen Höhle Nr. 5	434·142
109.	Fahrweg gegenüber der Höhle Nr. 6	426·047
110.	Eingang zu der auf der Ostseite gelegenen Höhle Nr. 6	438·255
111.	Fahrweg bei der Vereinigung mit dem aus Sukdol führenden Thale	423·633
112.	Fahrweg gegenüber der Höhle Nr. 7	412·663
113.	Eingang zu der auf der Westseite gelegenen Höhle Nr. 7	418·663
114.	Fahrweg gegenüber dem aus Veselic kommenden Thale	409·845
115.	Fahrweg gegenüber der Höhle Nr. 8	409·837
116.	Thalsohle gegenüber der Höhle Nr. 9 und 10 . . .	401·699
117.	Eingänge zu den auf der Ostseite gelegenen Höhlen Nr. 9 und 10	416·699
118.	Fahrweg gegenüber der Höhle Nr. 11 (Eingang bei derselben S. H.)	400·363
119.	Fahrweg gegenüber der Höhle Nr. 12	398·928
120.	Eingang zu der auf der Ostseite gelegenen Höhle Nr. 12	414·928
121.	Fahrweg gegenüber der Höhle Nr. 13 (Eingang hat dieselbe S. H.)	395·582
122.	Fahrweg gegenüber der Höhle Nr. 14 (auf der Westseite)	394·255
123.	Fahrweg gegenüber der Höhle Nr. 15	393·024
124.	Eingang zu der auf der Ostseite gelegenen Höhle Nr. 15	405·024

Nr.		Meter
125.	Fahrweg gegenüber der Höhle Nr. 16	392·084
126.	Eingang zu der auf der Westseite gelegenen Höhle Nr. 16	397·084
127.	Fahrweg gegenüber dem senkrechten Felsen genannt „koňský spád“ (Pferdesturz)	388·807
128.	Fahrweg gegenüber der Höhle Nr. 17	383.830
129.	Eingang zu der auf der Westseite gelegenen Höhle Nr. 17 . . . . , ...	385·830
130.	Fahrweg gegenüber der Höhle Nr. 18	376·027
131.	Eingang zu der auf der Ostseite gelegenen Höhle Nr. 18	391·997
132.	Fahrweg gegenüber dem felsigen Bachbette auf der Westseite	371·162
133.	Fusssteig zur Macocha (im Thale)	367·880
134.	Fahrweg gegenüber der Bertalangrotte und der kleinen Felsenbrücke (Nr. 19 und 20)	362·660
135.	Eingang zur Bertalangrotte (Nr. 19)	363·660
136.	Fahrweg gegenüber der Höhle Nr. 21	356·416
137.	Eingang zu der auf der Ostseite gelegenen Höhle Nr. 21	383·416
138.	Fahrweg gegenüber der Höhle Nr. 22	352·061
139.	Eingang zu der auf der Westseite gelegenen Höhle Nr. 22 . . . . :	356·061
140.	Thalsohle unterhalb der Höhle Nr. 23	349·596
141.	Eingang zu der auf der Ostseite gelegenen mit einem hölzernen Kreuze versehenen Höhle Nr. 23	368·596
142.	Thalsohle (und Eingang) bei der Höhle Nr. 24 (genannt „zazděná“ die Vermauerte)	348·596
143.	Der Punkva-Ausfluss (Nr. 25)	347·826
144.	Eingang zu der oberhalb des Punkva-Ausflusses gelegenen Höhle „zbůjnická“ Räuberhöhle Nr. 26	423·826
145.	Eingang zu der auf der Ostseite gelegenen Hamerníkhöhle Nr. 27 (im Thale 347·826)	383·206
146.	Eingang zu der in der östlichen Berglehne befindlichen Höhle Nr. 28 (im Thale 347·826)	380·826
147.	Der Punkvafall (Nr. 29)	343·985
148.	Der kleine Punkva-Ausfluss (Nr. 31)	342·884
149.	Fahrweg gegenüber der letzten Höhle Nr. 32 . . .	344·623
150.	Eingang zu der letzten auf der Westseite gelegenen Höhle Nr. 32	351·993
151.	Vereinigungspunkt des Punkvathales mit dem dürren Thale	328·702
152.	Strasse gegenüber der Skalamühle	327·700
153.	Punkvabach gegenüber der Brettsäge	311·475
154.	Hof in der Altgrafenhütte	300·629
155.	Punkvabach bei der Altgrafenhütte	298·042
156.	Jedovnicerstrasse bei der Vereinigung mit dem Punkva-Thale	300·185
157.	Strasse gegenüber der Daňk'schen Mühle	295.351
158.	Strasse gegenüber der Maschinenfabrik	·289·189
159.	Punkvabach vor der Maschinenfabrik	282·705

Nr.		Meter
160.	Strasse gegenüber der Bohrfabrik	280·409
161.	Punkvabach vor derselben	273·983
162.	Strasse gegenüber der Marienhütte	272·174
163.	Holzbrücke über der Punkva bei ihrer Einmündung in die Svitava	267·521
164.	Bachbett der Punkva bei der Einmündung in die Svitava	263·291

VI. Auf dem Plateau von Ostrov und der Macocha.

165.	Basis der Martersäule, welche in dem von der nach Ostrov und Lipovec führenden Strasse gebildeten Winkel steht	509·320
166.	Die von Sloup nach Ostrov führende Strasse an dem Vereinigungspunkte mit dem von Víntoky kommenden Fussteige	500·282
167.	Basis der Martersäule im Nordwesten von Ostrov . .	496·917
168.	Basis der Windmühle „na končinách“ im Westen von Ostrov	492·761
169.	Basis bei dem eisernen Kreuze oberhalb Víntoky . .	491·925
170.	Basis bei dem Macocha-Gloriette	485·547
171.	Basis der sogenannten kleinen Macocha-Brücke auf der Nordseite in der Macocha	432·047
172.	Wasserspiegel in der Macocha am 18. August 1864 .	348·997
173.	Macochagrund in den zwei daselbst befindlichen Teichen am 16. August 1864	343·297

Inhalts-Uebersicht.

Beiträge zur Geologie von Galizien.

Von Dr. Emil Tietze.

A. Das Hügelland und die Ebene bei Rzeszow.

Das hier kurz zu beschreibende Gebiet ist von mir im verflossenen Sommer 1882 geologisch aufgenommen worden, es umfasst denjenigen Theil von Westgalizien, welcher vom Karpathenrande südlich von der Stadt Rzeszow nach Norden bis an den unteren Lauf des San-Flusses und bis zu dessen Einmündung in die Weichsel unterhalb Sandomir reicht. Die grösseren Orte dieses Gebietes sind ausser Rzeszow etwa folgende: Głogów, Sokołow, Kamień, Rudnik, Lańcut, Nisko, Rozwadów und Radomyśl. Durch die Erwähnung derselben mag der ungefähre Umfang des Gebietes bezeichnet werden, doch muss bemerkt werden, dass die Städtchen Rudnik und Lańcut an der Grenze gegen das von Herrn V. Hilber in diesem Jahre zur Aufnahme gebrachte Gebiet, oder genauer gesagt, schon innerhalb desselben gelegen sind. Ich habe die betreffenden Punkte nur wegen des engeren Anschlusses an Hilber's Untersuchungen besichtigt.

Die mir für die Gewinnung meiner Daten zur Verfügung gewesene Zeit belief sich auf nicht volle sechs Wochen (Theile des Juli und August). Die bekanntlich überaus ungünstige Witterung während der zweiten Hälfte dieses Sommers erwies sich freilich als Hinderniss, die gegebene Zeit gebührend auszunützen, so dass ich um Nachsicht bitten muss, wenn sich bei vorzunehmender Controle meiner Arbeit ergeben sollte, dass einige Einzelheiten übersehen wurden.

Geologische Literatur liegt über diesen Theil von Galizien fast gar nicht vor, abgesehen von der älteren Uebersichtsaufnahme unserer Reichsanstalt, bei welcher alle Quartärbildungen zusammengefasst wurden, und über welche gerade hier besondere Erläuterungen nicht gegeben wurden. Einiger weniger, ganz locale Vorkommnisse betreffender Notizen werde ich noch an geeigneter Stelle gedenken.

Wie nämlich gleich anfangs erwähnt werden kann, wird die Oberfläche der zu beschreibenden Gegend vorwiegend von Quartärbildungen zusammengesetzt. Aeltere Gesteine wurden nur an einem Punkt in der Nähe der Weichsel und am Karpathenrande südlich von Rzeszow aufgefunden.

Mit der Beschreibung dieses Gebirgsrandes soll hier gleich begonnen werden.

Die Karpathen südlich von Rzeszow präsentiren sich keineswegs in besonders imposanter Weise. Was man von genannter Stadt aus erblickt, sind relativ niedrige Berge, welche bis etwa 400 Meter Seehöhe besitzen, also nur bis höchstens 200 Meter über das Wisłokthal bei Rzeszow hervorragen, insofern dieses Thal in der Nähe der Eisenbahnbrücke über genannten Fluss eine Seehöhe von 209 Meter aufweist.

Von der vorwiegend von jüngeren, wohl fluviatilen Diluviallehmen eingenommenen Ebene des Wisłokthales ausgehend, steigt man östlich und südöstlich von der Stadt bei Pobitno, Słocina und Zalesie zunächst eine von Löss eingenommene Terrasse hinauf. Sobald, ungefähr südlich von einer die Ortschaften Zalesie, Malawa und Kruczkowa verbindenden Curve, die Berge etwas höher anzusteigen beginnen, wird der Löss nach und nach minder typisch und von einem ziemlich mächtigen Verwitterungslehm ersetzt, welcher die Gehänge der Berge mit wenigen Unterbrechungen bekleidet, so dass nur wenige Aufschlüsse einen Einblick in deren innere Zusammensetzung gestatteten.

Dieser Lehm, dessen Analoga uns bereits weiter im Osten an vielen Stellen der karpathischen Vorhügel bekannt geworden sind, und dessen Verhältniss zum Löss noch genauer studirt zu werden verdient, ist im Allgemeinen das, was man nach dem Vorgange Paul's zuerst in der Bukowina und dann bei unseren Aufnahmen in Ostgalizien als Berglehm bezeichnet hat.

Dieser Berglehm ist nun freilich gegenwärtig nichts deutlich Fassbares mehr, vielleicht weniger der Unbestimmheit der von ihm gegebenen Definitionen wegen, als wegen der Verschiedenartigkeit der Gebilde, auf welche sein Name angewendet wurde. Nach Hilber (Verhandl. d. geol. Reichs-Anstalt 1881, pag. 189) ist es wenigstens wahrscheinlich, dass ein Theil der als Berglehm bezeichneten Absätze tertiären Schichten angehöre und auf der geologischen Karte der Bukowina wurde die für den Berglehm gewählte Farbe auch meist in dem wirklichen oder wahrscheinlichen Verbreitungsgebiet der dortigen Tertiär-Formation aufgetragen. Andererseits ist es mir persönlich sehr glaubwürdig, dass in früheren Jahren dem Berglehm auch insoferne eine zu grosse Ausdehnung zugestanden wurde, als man auch echten, aber als Ueberzug von Hügeln auftretenden Löss darin inbegriffen haben wird. Hat ja doch H. Wolf (Verh. d. geol. R.-A. 1876, pg. 182) das Vorkommen von Lössschnecken an einer Stelle darin nachgewiesen. Für gewöhnlich wurden eben wohl nur die längs der Thäler auftretenden Lössbildungen mit terrassirter Oberfläche (vergl. z. B. das Profil bei Paul in seinen Grundzügen der Geol. d. Bukowina, Jahrb. geol. R.-A. 1876, pg. 328) als Löss bezeichnet, in einer Zeit als man in Galizien das Studium des Löss noch nicht intensiver begonnen hatte. Doch ist nichts natürlicher, als dass der Löss dort, wo er annähernd ebene Oberflächen als Basis seiner Ablagerung vorfand, sich auch, dem correspondirend, mit annähernd ebenen Oberflächen abgesetzt hat, und dass er dort, wo er geneigtes oder buckliges Terrain vorfand, sich seinerseits auch diesen Oberflächenformen, wenn auch mit gewissen Modificationen anschmiegte, wie ich

das vor Kurzem bezüglich der Gegend von Lemberg auseinandergesetzt habe. Es würde also zu Missverständnissen führen, wollte man genetisch zusammenhängende Gebilde von einander unterscheiden, blos weil das verschiedene Relief der Oberfläche, dem sie sich accommodiren mussten, auch später nach dem Absatz dieser Gebilde noch nicht völlig verwischt erscheint.

Indessen Verwitterungslehme oder eluviale Producte, um den nach Trautschold's Vorgange beliebt gewordenen Ausdruck zu gebrauchen, sind ja in Galizien und speciell auch in unserem subkarpatischen Gebiete thatsächlich vorhanden, und man kann ihnen, wo sie in grösserer Mächtigkeit vorkommen, auf den Karten Rechnung tragen.

Da nun aber Verwitterungslehme doch schliesslich als „atmosphärische" Bildungen bezeichnet werden können, wenn auch nicht speciell als „äolische", welchen Ausdruck Richthofen neuestens bezüglich der Lössabsätze vorzieht, so ist eine Beziehung beider verglichenen Ablagerungen wenigstens in der Gemeinsamkeit des Gegensatzes gegenüber fluviatilen Bildungen von vornherein gegeben. Es wird diesbezüglich auch schwer sein, überall eine scharfe Grenze zu ziehen, denn an vielen Orten können verschiedene der unter dem Ausdrucke atmosphärisch zu subsummirenden genetischen Bedingungen in verschiedener Weise zusammengewirkt haben. Wo beispielsweise das rein äolische Moment in der Entstehung solcher Ablagerungen sehr zurück und die spülende Thätigkeit des Regenwassers an den Gehängen in den Vordergrund tritt, dort werden die betreffenden lehmigen Producte einen etwas anderen Habitus bekommen, als wenn das Umgekehrte der Fall ist. Freilich werden ähnliche, in der graduellen Variabilität der einzelnen Bildungsfactoren beruhende Verschiedenheiten auch in vielen echten Lössbecken vorkommend gedacht werden können, namentlich bei Betrachtung des Verhältnisses zwischen den Mitten und den Rändern der Becken, und man wird sich dann nicht scheuen, unter Umständen selbst auf den geologischen Karten untypische Erscheinungsformen unter der Hauptrubrik Löss mit unterzubringen, allein in unserem Falle habe ich es schon des Anschlusses an die Aufnahme meiner Collegen wegen vorgezogen, die bewussten Lehme besonders auszuscheiden und vorläufig vom Löss (manchmal mit willkürlichen Grenzen) getrennt zu halten.

Die zurücktretende Porosität bei denselben begründet den noch am leichtesten fasslichen Unterschied gegenüber dem Löss, obschon ich in meiner Auseinandersetzung über den Löss bei Lemberg zeigen konnte, dass auch jenes Merkmal, wenngleich stets vorhanden, so doch kein dem Grade nach constantes ist.

Da übrigens nach den klaren, von Freiherrn von Richthofen im 2. Bande seines China gegebenen Auseinandersetzungen über die Oberflächenabsätze in verschiedenen Erdräumen die Anhäufungen der nach der Tiefe zu wachsenden Zersetzungsproducte der Gesteine in einem gewissen Gegensatze zu den Regionen der Lössaufschüttung stehen, und da dieser Gegensatz zu verschiedenen Schlussfolgerungen über die climatische Beschaffenheit der betreffenden Gebiete für die Zeit der betreffenden Absätze führt, so ist die Frage nach der Existenz und dem Wesen solcher eluvialen Verwitterungsproducte, auch speciell

bezüglich des Berglehms, immerhin im Auge zu behalten. Vorläufig fehlt es aber an genügenden Anhaltspunkten zu deren Lösung.

Unter der besprochenen Lehmbedeckung treten nun an einigen Stellen, wie bei Chmielnik, unterhalb der Wallfahrtskirche Maria Magdalena, und bei Cierpisz an einigen Terrainentblössungen Karpathensandsteine auf und führen die Bäche, wie namentlich der Bach bei Chmielnik und, obschon in viel geringerem Grade, auch der Bach von Malawa, karpathischen Schotter.

Jene Sandsteine sind meist dünnplattig, ähnlich denen, wie sie in Rzeszow zu Trottoirplatten verwendet werden, und gehören aller Wahrscheinlichkeit nach der jüngeren (eocänen und oligocänen) Abtheilung der Karpathensandsteine an. Freilich ist das zunächst immerhin nur persönliche Muthmassung, insofern in den mir einst bekannt gewordenen Sandsteingebieten Galiziens genau mit den hiesigen Gesteinen übereinstimmende Bildungen kaum vorkommen und insofern blos annähernde Gesteinsähnlichkeiten für sich isolirt betrachtet, ohne Rücksichtnahme auf Lagerung und ohne fortlaufende, räumlich ununterbrochene Beobachtung der bekanntlich in der Sandsteinzone nicht seltenen Faciesänderungen nichts zu beweisen brauchen. Da nun aber, abgerechnet einige kleinere Aufsätze von H. Walter und Vacek, über die Aufnahmen der letzten vier Jahre innerhalb des Sandsteingebietes bisher nur spärliche Mittheilungen in die Oeffentlichkeit gelangt sind, so liegen mir keine für die sichere Deutung der Sandsteine bei Rzeszow massgebenden Anhaltspunkte vor. Näheres über diese Sandsteine zu sagen, ist übrigens vielleicht schon deshalb nicht nöthig, weil eine eingehendere Schilderung der Hauptmasse der karpathischen Formationen südlich von Rzeszow, von den mit der Aufnahme der betreffenden Gebiete betraut gewesenen Geologen noch erwartet werden kann.

Westlich und südwestlich von Rzeszow dehnt sich zunächst ähnlich wie östlich und südöstlich von der Stadt ein grösseres Lössgebiet aus, und zwar steigt echter Löss hier nicht selten zu ansehnlicheren Höhen empor. Das Vorhandensein des sogenannten Berglehms nehme ich hier erst in nächster Nähe derjenigen Berggehänge an, welche vorquartäre Bildungen aufweisen.

In der Gegend von Czudec, bereits ausserhalb des mir zur Aufnahme zugewiesenen Terrains gelegen, welche ich jedoch einmal gemeinschaftlich mit Bergrath Paul besuchte, um die Verbindung von dessen Beobachtungen mit den meinigen herzustellen, kommen bereits hie und da eocäne Karpathensandsteine zum Vorschein. Recht interessant war uns ausserdem die Auffindung von Leithakalk an diesem Karpathenrande.

Wir sahen denselben zuerst auf der Nordseite des nördlich von Czudec gegen das Dorf Niechóbrz zu sich erhebenden Berges. Auf seiner Höhe besteht dieser Berg aus Menilitschiefern oder doch aus zu diesen gehörigen Gesteinen. Ein wenig unterhalb der Höhe lagert sich an diese Menilitschiefer ein echter Nulliporenkalk an, welcher an den Gehängen oberhalb des Dorfes Niechóbrz in etlichen kleinen Steinbrüchen ausgebeutet und in einem Kalkofen gebrannt wird. Doch ist seine Qualität gerade zur Kalkerzeugung keine sehr gute, da er sehr viel sandige Beimengungen enthält.

Die Schichten dieses Nulliporenkalkes fielen ziemlich flach vom älteren Gebirge ab.

Ein anderes ähnliches Vorkommen befindet sich eine halbe Stunde südwestlich von Zgłobien, südöstlich des oberen Theiles von Wola zgłobienska. Hier beobachtet man an der westlichen Lehne einer kleinen Schlucht am Waldesrande eine grössere Menge von lochartigen Steinbrüchen, durch welche der Leithakalk aufgeschlossen wird. Auch ein Kalkofen befindet sich hier. Die Qualität des Kalkes ist besser als bei Niechóbrz. Die allgemeinen Verhältnisse seiner Lagerung lassen sich schwer erkennen, doch sah ich an einer Stelle ein deutlich gebirgswärts gerichtetes Einfallen, was darauf schliessen lässt, dass hier grössere Störungen obwalten, als bei Niechóbrz. Leider ist auch das unmittelbare Liegende des Kalkes hier nicht zu erkennen, insofern ein mächtiger, stellenweise bis zu 4 Meter und mehr starker Verwitterungslehm, wie man ihn in den Steinbrüchen den Kalk überlagern sieht, die Gegend beherrscht, in welcher man das zunächst ältere Gebirge vermuthen sollte. Sogar in einem tiefen, bewaldeten Wasserriss oberhalb der Steinbrüche und linker Hand von dem daselbst in der Richtung nach Przedmieście führenden Wege konnte nichts als Lehm gefunden werden.

Das geschilderte Auftreten des Leithakalkes bei Niechóbrz unmittelbar am Rande der Flyschzone erinnert schon an gewisse Verhältnisse des Wiener Neogen-Beckens und ist deshalb nicht uninteressant. Besonders bemerkenswerth scheint dabei das Fehlen der zur karpathischen Salzformation gehörigen oder besser der in der Facies derselben entwickelten Schichten, welche doch sonst diejenigen Neogenbildungen sind, welche sich unmittelbar an die galizische Flyschzone anlagern.

Obschon man das Verhalten unseres Leithakalkes ganz im Einklange mit der von mir an einem andern Orte vertheidigten Vorstellung finden kann, dass Leithakalk und karpathische Salzformation sich gegenseitig vertretende Gebilde sind, so will ich doch gerade aus dieser einen beschränkten Beobachtung weitere Schlüsse in der betreffenden Frage nicht ziehen. Man wird mir vielleicht das Zeugniss der Unparteilichkeit nicht versagen, wenn ich selbst einen Einwand als zulässig gegen die zwingende Beweiskraft jenes Verhaltens für die Entscheidung der angedeuteten Frage hervorhebe. Nämlich es könnte im Hinblick auf die flache Anlagerung der Nulliporenkalke an die ziemlich steil gestellten Menilitschiefer bei Niechóbrz immer noch an die Existenz der Salzformation unter dem Leithakalk gedacht werden, wofern man ein discordantes Herübergreifen der Nulliporenkalke über die in der Tiefe verborgene Salzformation annehmen wollte. Freilich wäre das fast das einzige, bisher bekannte Beispiel einer solchen Transgression in Galizien. Ausserdem hat nur Herr Uhlig bei Olympów Leithakalk über Gebilden der Sandsteinzone angetroffen.

Selbstverständlich ist aber die Natur dieses auf Grund eines ganz hypothetischen Verhältnisses als möglich hingestellten Einwandes gegen die Zusammenfassung der mediterranen Ablagerungen Galiziens zu einer Stufe auch nicht beweiskräftig genug, um andererseits eine Trennung dieser Ablagerungen in zwei mit Constanz vertical aufeinander folgende

Stufen zu begründen. Man braucht das ebenso wenig zuzugeben, wie man das Verhältniss localer Auflagerung des Leithakalkes über Badener Tegel im Wiener Becken als bestimmend für eine weitere Gliederung der sogenannten zweiten Mediterranstufe angesehen hat, weil eben auch das umgekehrte Verhältniss stellenweise stattfindet, und wenn, wie mir Herr Uhlig mittheilt, nur einige Meilen von dem hier beschriebenen Gebiet entfernt bei Gródna dolna der dort entwickelte Badener Tegel Lagen von Sandstein eingeschaltet enthält, welche den sonst in der Salzformation vorkommenden Sandsteinen entsprechen, so scheint dies doch einen mehr als zufälligen Zusammenhang zwischen dem andrerseits dem Leithakalk gleichaltrigen Badener Tegel mit der subkarpathischen Salzformation zu bekunden.

Wie mir Herr Uhlig, der in Bälde seine Beobachtungen über diesen Theil der Karpathen zu publiciren gedenkt, ausdrücklich versichert, liegt der Badener Tegel von Gródna dolna ebenso wie unser Leithakalk unmittelbar über Flyschgebilden, und von einer Zwischenschiebung der Salzformation ist auch dort nichts zu sehen. Schon in meiner Arbeit über Lemberg (Jahrb. geol. R.-A. 1882, pag. 94 [88]) hatte ich in den derselben beigegebenen allgemeinen Auseinandersetzungen auf dieses eigenthümliche Verhalten des Neogens bei Gródna dolna besonders hingewiesen. Die neuesten Beobachtungen in Galizien haben nunmehr bestätigt, dass in diesem Theil von Galizien die Salzformation wenigstens an der Oberfläche nicht continuirlich vorkommt, und dass die den Karpathenrand begleitenden neogenen Bildungen hier auf eine längere Erstreckung zunächst mit solchen Ablagerungen verwandt sind, welche man gewöhnlich zur sogenannten zweiten Mediterranstufe stellt.

Im Uebrigen halte ich dem gegenwärtigen Stande unserer Kenntniss nach die Zusammengehörigkeit der bisher zur sogenannten ersten Mediterranstufe gerechneten Salzthonformation Galiziens mit der Leithakalkstufe dieses Landes für so erwiesen, dass unsere diesjährigen Beobachtungen weder in dem einen, noch in dem anderen Sinne dazu beitragen können, die Stellungnahme Jemandes zu dieser Auffassung zu beeinflussen. Der Schwerpunkt einer darüber vorzunehmenden Discussion liegt in einem viel allgemeineren Gebiet. Vor Allem dürfte bei einer solchen Discussion trotz aller Achtung vor den ausgezeichneten diesbezüglichen Arbeiten nicht übersehen werden, dass ein völlig zufriedenstellender Beweis für die Gliederung der österreichischen Mediterranbildungen in dem Sinne, dass erste und zweite Mediterranstufe vertical aufeinanderfolgende Horizonte seien, bisher überhaupt noch nicht erbracht wurde.

Jetzt wären zunächst noch einige Worte über das Lössgebiet von Rzeszow zu sagen.

Es ist dieser Löss wohl im Allgemeinen, aber nicht überall, typisch entwickelt, und es fällt seine ausserordentliche Armuth an Schnecken auf. Südlich von Rzeszow findet man die besten Aufschlüsse darin bei Boguchwala, westlich erscheinen die ersten besseren Aufschlüsse bei Staroniwa. Doch verdient erwähnt zu werden, dass an dem Aufstieg hinter diesem Dorfe die lössartigen Bildungen stellenweise sehr fein geschichtet sind. Es ist dies eine ganz localisirte Erscheinung, welche ich näher zu erläutern nicht in der Lage bin. Weiterhin bei Kielanówka steigt der Löss bis zu mehr als 300 Meter

Seehöhe empor, liegt also dort 100 Meter über dem Spiegel des Wisłokflusses bei Rzeszow.

Dasselbe Gebilde ist überall verbreitet bei Zabierzow, Raclawówka, Zgłobien, Nosówka, Błędowa, Trzciana, Swilcza und Bzianka. Auch bei Przybyszówka muss ich ihn als vornehmlich die Oberfläche des Terrains bildend annehmen. Doch scheinen hier stellenweise nicht tief unter demselben Bildungen des nordischen Glacialdiluviums zu liegen, wie einige erratische Blöcke, welche ich in der Nähe des Weges zwischen Bzianka und Przybyszowka umherliegen sah, anzudeuten vermögen.

Diese letztere Beobachtung stimmt sehr gut mit der schon seit langer Zeit bekannten Thatsache überein, dass in einem zwischen den Dörfern Swilcza, Bzianka und Przybyszówka gelegenen Erdriss unter der Lössbedeckung ein Schotter beginnt. F. v. Hauer machte nämlich im Jahre 1851 (Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1851, 4. Heft pag. 158) Mittheilungen über den Fund eines fossilen Elephantenschädels zu Bzianka bei Rzeszow. Er sagte: „Der Fundort ist ungefähr eine Meile von Rzeszow entlegen, zwischen den Dörfern Swilcza, Bzianka und Przybyszówka auf dem Grunde des Gutsbesitzers, Herrn K. v. Misky. In einem bis 8 Klafter tiefen, durch einen kleinen Bach allmälig ausgewaschenen Erdrisse wurde hier erst nur die Spitze eines ausgespülten Stosszahnes bemerkt und dann durch sorgfältige, sehr mühevolle Nachgrabung der ganze Schädel zum Vorschein gebracht. Derselbe lag auf einer Schichte von Schotter, welche in dieser Tiefe erst beginnt, während von hier bis zur Oberfläche blos dunkelgelber Lehm (Löss) zu sehen ist, welcher Spuren von verkohlten Holzstämmen enthält." Darauf folgt die Beschreibung der betreffenden Knochen, welche im Gymnasium von Rzeszow aufbewahrt werden.

Anschliessend an dieses Citat kann ich gleich noch hinzufügen, dass von Rzeszow auch ein sehr wohlerhaltener und vollkommener Schädel von *Bos primigenius* durch E. Suess (Verh. der geolog. Reichsanst. 1859 pag. 52) bekannt geworden ist, ebenso wie verschiedene Zähne und andere Skelettheile von *Elephas primigenius* (ibidem pag. 53) im Rzeszower Kreise bei Swilcza, Trzebownisko, Jasionka, Biala und Rzeszow selbst und im ehemaligen Jaslo'er Kreise bei Czudec gefunden wurden, ohne dass aber genauere Angaben über die betreffenden Fundstätten vorliegen. Ein Theil dieser Funde gehört wohl dem Löss selbst an.

Geht man von Rzeszow nördlich auf der Strasse nach Glogow, so sieht man Löss bei Staromieście bis Milocin. Nordwestlich davon darf man auch die Lehme von Pogwizdów und bei Mrówla vielleicht noch hierher rechnen. Während bei Staromieście der Löss im Westen der dortigen Eisenbahnlinie typischer entwickelt ist, so stellen sich östlich derselben kleinere Quarzkörner und minutiöse Kiesel in dem betreffenden Gebilde ein, doch sah ich nordöstlich von Staromieście gegen Trzebownisko zu wieder deutlicheren Löss. Zwischen Trzebownisko und Nowa wies kommt aber ein lössartiger Letten mit grösseren Quarzkörnern in der Nähe des linken Wislokufers vor. Es ist wohl die Vermuthung naheliegend, dass wir es in diesem Gebiet theilweise mit umgeschwemmtem Löss zu thun haben. Bei den mangelhaften und gänzlich unzusammenhängenden Aufschlüssen daselbst ist es freilich

schwer, das Verhältniss der typischen Lössbildungen zu den minder typischen in befriedigender Weise zu ermitteln.

Wir befinden uns überdies hier, wie bei Milocin, Pogwizdów und Mrówla an der äussersten Nordgrenze des Lössgebietes gegen die mit dem nordischen Glacialdiluvium zusammenhängenden oder mit demselben zu verbindenden Ablagerungen. Nördlich von der durch die angegebenen Ortschaften bezeichneten Linie kommt bis an die Weichsel und den San kein Löss mehr vor, und so mag ein gewisser Grad der Verunreinigung des Löss durch kleinere fremdartige Beimischungen schon aus der unmittelbaren Nähe seiner Ablagerungsgrenze erklärbar scheinen.

Wenn wir aber sagten, wir hätten bei unserer Beschreibung die Nordgrenze des Löss gegen das Glacialdiluvium erreicht, so soll damit nicht gemeint sein, dass wir damit gleichzeitig die Südgrenze des letzteren vor uns hätten. Das nordische Material geht vielmehr bei Rzeszow bedeutend weiter nach Süden, tief in das Vorland der Karpathen hinein. Ich sah noch in der Nähe von Czudec, nordwestlich von diesem Flecken, einen Schotter, dessen Gemengtheile zum grossen Theile aus Gesteinen des nordischen Erraticums bestanden, und die Aufnahmen der Herren Paul und Uhlig dürften dergleichen noch an mehreren analogen Stellen constatirt haben. Das nordische Diluvium zieht sich eben unter der meist nicht über eine Meile breiten, oft sogar noch schmäleren Lössdecke fort, welche bei Rzeszow den Karpathenrand begleitet.

Schon die früher erwähnten erratischen Blöcke zwischen Bzianka und Przybyszówka gaben uns davon eine Andeutung. Noch evidenter wird dies Verhältniss durch eine Beobachtung, welche man östlich von Rzeszow machen kann. Die Strasse, welche von letzterer Stadt nach Łańcut führt, steigt, nachdem sie die den Wislok zunächst begleitende, aus Schwemmland zusammengesetzte schmale Ebene passirt hat, zwischen Pobitno und Slocina an einer Lössterrasse hinauf, deren schwach durch seichte Erosionsfurchen undulirter Oberfläche sie dann bis Łańcut folgt. Nach kurzer Zeit verrathen aber auf den Ackerfeldern, sowohl nördlich gegen Pobitno als südlich gegen Slocina zu umherliegende Steine, dass an dieser Stelle der bedeckende Lössmantel, um dieses Bild zu gebrauchen, fadenscheinig oder durchlöchert ist, und, indem man südlich gegen Slocina geht, sieht man an den dortigen Feldwegen deutlich die betreffenden Schotterablagerungen, welche augenscheinlich einige durch den Löss nur stellenweise maskirte Terrainbuckel zusammensetzen, unter dem Löss hervorkommen. Der betreffende Schotter ist nordisches Material mit karpathischem gemischt, ähnlich wie an der erwähnten Localität bei Czudec.

Wenn wir dergleichen Bildungen als nordisches Glacialdiluvium bezeichnen, so ist diese Bezeichnung dabei natürlich in etwas erweitertem Sinne gebraucht. Wir haben weder eine Grund-, noch eine Endmoräne des grossen nordischen Gletschers vor uns, zu dessen Annahme wir im Anschluss an anderwärts gemachte Studien auch für Galizien gelangt sind, wie an anderem Orte auseinandergesetzt werden konnte, wir haben da vielmehr ein von Wasser zusammengetragenes, oder doch unter Mitwirkung von Wasser umgelagertes Material vor uns, obschon die selten flach gerollte, sondern zumeist nur gerundet

kantige Form der nordischen Granite, Grünsteine und Quarzite beweist, dass die betreffenden Steine in der Regel nur einem kurzen Transport durch Wasser unterworfen gewesen sind. Man könnte für diese und andere später zu erwähnende Schotterablagerungen an Gletscherbäche denken, welche sowohl während der Zeit der Ausbreitung des nordischen Gletschers, als dann beim Rückgang desselben sich im Bereich desselben bildeten, und es wird die Heranziehung eines solchen Factors für viele Schottervorkommnisse im Gebiet unseres galizischen Erraticums sogar eine natürliche und unabweisbare sein, in unserem Falle liegt indessen die Vermuthung viel näher, dass der aus den Karpathen kommende Wislok-Fluss, in dessen räumlicher Nachbarschaft sich der Schotter von Slocina befindet, (ebenso wie höher hinauf an den Thalgehängen desselben Flusses der früher erwähnte Schotter von Czudec) an der Zusammentragung dieser Bildungen betheiligt ist. Für diese Annahme spricht ausser der räumlichen Stellung der bewussten Vorkommnisse auch das Gemischtsein des nordischen Schotters mit echten karpathischen Elementen, wie z. B. mit Brocken von Menilitschiefer, Hornsteinen und dergleichen.

Eine derartige Betheiligung der von den Karpathen kommenden Flüsse und Bäche an der Gestaltung und Umlagerung des von dem nordischen Gletscher bis an den Fuss und in das Vorland der westgalizischen Karpathen geschleppten Materials ist ja von vornherein wahrscheinlich, und es könnte der Gegenstand eines besonderen Studiums werden, die Art dieser Betheiligung genauer festzustellen, was denn übrigens auch bezüglich der anderen (deutschen) Randgebirge des nordischen Gletschers noch umfassender als bisher zu geschehen hätte.

Man kann sich nämlich in der Hauptsache zwei Grundformen der Erscheinung bei einer diesbezüglichen Thätigkeit der Flüsse vorstellen. Das eine Mal kann man sich den Gletscher auf dem Höhenpunkt der durch ihn repräsentirten Vereisung weiter Landschaften bis an den Fuss des Gebirges vorgerückt denken, und sich fragen, in welcher Weise dann ihm gegenüber die aus den Karpathen kommenden Flüsse (selbst wenn sie, wie aus anderen Gründen nicht unwahrscheinlich ist, keine relativ bedeutenden Wassermengen mitbrachten) sich verhalten haben, ob sie sich stellenweise am Ausgange der Thäler seeartig aufstauten, oder ob sie im Gegentheile, wie ja schliesslich der Fall sein musste, sich bald einen Durchzug durch den Gletscher, theils über, theils unter demselben erzwangen, und ob sie dabei im Wesentlichen ihren durch präexistirende Terraindepressionen bedingten ursprünglichen und eventuell den heutigen Thalläufen folgten, oder ob sie nicht, wie ja auch denkbar, durch verschiedene Verhältnisse in der inneren Beschaffenheit des Gletschers beeinflusst, von ihren natürlichen Wegen stellenweise sammt den von ihnen transportirten Materialien abgelenkt werden konnten. Der Spielraum für eine derartige Ablenkung würde natürlich mit der Entfernung vom Gebirge zugenommen haben. Die heute allerdings kaum mögliche Beantwortung solcher Fragen würde eine wesentliche Lücke in dem Bilde, das wir uns von dem Zustande Galiziens während der Eiszeit entwerfen, ausfüllen.

Ein anderes Mal kann man sich den Gletscher zurückgezogen denken, so dass die aus den Karpathen kommenden Flüsse, unbeeinflusst

von vorliegenden Eismassen, ganz freien Spielraum hatten. Bei grösseren oder kleineren Schwankungen in der Ausdehnung des nordischen Gletschers kann innerhalb einer dem Gebirge benachbarten Zone natürlich ein Alterniren der durch die beiden Bedingungen hervorgebrachten Erscheinungen gedacht werden und bei der solchergestalt erreichten Complication der unter Betheiligung der Karpathenflüsse zu Stande gebrachten Ablagerungen wird eine Entwirrung aller hiemit in Beziehung zu setzenden Thatsachen und Einzelbeobachtungen schwer durchführbar sein.

In jedem Falle steht fest, dass eine stellenweise Mengung karpathischer mit nordisch-erratischen Geschieben durch die Mitwirkung der karpathischen Flüsse einestheils schon während der Anwesenheit des nordischen Gletschers in diesen Gegenden hervorgebracht werden konnte, sowie anderntheils nach dem Rückzuge desselben eine derartige Mischung unter Mitwirkung derselben Flüsse ganz natürlich war. Innerhalb des Alluvialgebiets der Flüsse müssen ja solche Mischungen noch heute vor sich gehen.

Um aber wieder auf die Schotterablagerungen zurückzukommen, von welchen wir bei dieser Betrachtung ausgegangen sind, so lässt sich nicht mit Evidenz entscheiden, ob sie noch während der Anwesenheit des Gletschers blos unter theilweiser Mitwirkung des Wislok oder nach derselben als ausschliessliche oder gewöhnliche Flussabsätze sich gebildet haben. Sollte man finden, dass die grössere Wahrscheinlichkeit für die letztere Annahme spräche, dann würden diese Ablagerungen im strengeren Sinne nicht mehr als glaciale bezeichnet werden dürfen, wenn sie auch noch so viel glaciales Material enthalten. Indessen werden diese Schotter in ähnlicher Weise direct von Löss überlagert, wie etwa weiter östlich der durch meine früheren Aufnahmen bekannt gewordene, blockführende Geschiebelehm von Sądowa wisznia. Sie gehen also der Zeit nach dem Löss voraus, und bei der vorläufigen Unmöglichkeit, eine viel mehr in's Einzelne getriebene verticale Gliederung des galizischen Diluviums vorzunehmen, wird man ohne wesentlichen Fehler dieselben für die Karte als nordisches Glacial-Diluvium bezeichnen dürfen, mit welchem sie durch ihr Ursprungsmaterial so nahe verknüpft sind.

Ich habe mich aber über die Art der Auffassung, welche dieser Bezeichnung entgegengebracht werden soll, in unserem Falle desshalb etwas umständlicher ausgelassen, weil ich einem hier möglichen Missverständnisse schon jetzt vorzubeugen wünsche. In meiner Abhandlung über die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Lemberg hatte ich darauf hingewiesen, dass bisher keinerlei sich begegnende Moränen des nordischen Gletschereises und eventueller Karpathengletscher bekannt seien. Die diesjährigen Beobachtungen haben dieses negative Ergebniss der früheren Untersuchungen für den Karpathenrand bei Rzeszow völlig bestätigt, und es würde nur einer wenig kritischen Anschauung entsprechen, wollte man aus der Mengung karpathischer mit nordischen Geschieben in den erwähnten Schottermassen eine jenem Ergebnisse entgegenstehende Schlussfolgerung ziehen. Immerhin hätte aber Jemand auf einen derartigen Irrthum verfallen können, namentlich wenn er ohne persönlichen Augenschein seine Ansichten nur auf

kurze Literaturangaben hätte stützen können, und deshalb mögen die gegebenen Erläuterungen nicht unnütz sein.

Zur Ergänzung der Betrachtung des Vorkommens jener Schotterbildungen lässt sich noch hinzufügen, dass dieselben bei Czudec in einer Höhe von 40—50 Meter, bei Rzeszow, bezüglich Pobitno und Slocina, in einer Höhe von 20—30 Meter über der heutigen Thalsohle des Wislok noch angetroffen werden. Im Falle also diese Absätze bereits nach dem Rückzug des nordischen Gletschers zu Stande gekommen wären, dann würde der Wislok sein Bett seit jener Zeit um den angegebenen Betrag vertieft haben.

An anderen Stellen des Weges zwischen Rzeszow und Łańcut ist mir das Auftauchen älterer diluvialer Gebilde unter dem Löss nicht aufgefallen. Gegen das Wislokthal, welches unterhalb Rzeszow eine westöstliche Richtung annimmt, fällt der Löss mit steileren Böschungen ab. Die Eisenbahn zwischen Rzeszow und Łańcut verläuft sehr nahe dieser Lössgrenze, unterhalb der betreffenden Böschungen.

Südwestlich vom Bahnhof von Łańcut und westlich der nördlichsten Häuser dieses Orts ist man übrigens erstaunt, beim Aufsteigen auf die Lössterrasse an Stelle des Löss einen denselben wahrscheinlich vertretenden Sand zu finden.

Ehe wir uns jetzt der Besprechung des ausgedehnten lössfreien Diluvialgebiets nördlich von Rzeszow zuwenden, soll nur noch erwähnt werden, dass das Wislok-Thal, welches unterhalb Rzeszow, etwa von der Gegend von Nowa wies angefangen bis nördlich von Łańcut die Grenze zwischen den subkarpathischen Randbildungen und jenem lössfreien Gebiet bildet, theils von fluviatilen Sanden, theils von ebensolchen Lehmen eingenommen wird. Die letzteren sind vorwaltend. Sie finden sich z. B. in der Nähe von Rzeszow selbst und dann weiter abwärts zwischen Łąka, Palikówka und Lukawiec, sowie nördlich von Łańcut zwischen der Eisenbahn und Wola bliżska. Dagegen bestehen die Ufer des Flusses bei Dombrowki aus losem Sand.

Damit ist erschöpft, was wir vorläufig über den Rand der Karpathen und dessen unmittelbares Vorland bei Rzeszow zu sagen hatten.

Das lössfreie Diluvialgebiet gegen den Zusammenfluss von San und Weichsel zu ist keineswegs völlig ebenes Flachland, wenn wir es auch als Flachland im Gegensatz zur karpathischen Region der Kürze wegen manchmal bezeichnen werden. Von den Lössanhöhen bei Rzeszow nordwärts blickend, glaubt man einen ostwestlich streichenden niedrigen Höhenzug vor sich zu haben und weiter nördlich etwa vor Nienadówka oder bei Sokolow hat man, obwohl schon lange im Bereich des zu besprechenden Gebiets, immer wieder die Vorstellung, als ob sich nach Norden zu immer von Neuem ein ähnlicher Höhenzug den schon passirten Erhebungen vorlagere. In der Nähe besehen aber lösen sich diese scheinbaren Höhenzüge in ein unregelmässiges Durcheinander von flachen Kuppen und Rücken auf, und auch aus den Höhenangaben auf unserer Generalstabskarte lassen sich keine die Topographie des Gebietes beherrschenden Erhebungslinien von regelmässiger Anordnung herausconstruiren.

Die Landschaft, die wir betreten, erinnerte mich vielfach an die meist ziemlich reizlosen Gegenden der rechten Oderufer-Seite in Niederschlesien und Posen. So wie übrigens dort, beispielsweise in den waldigen Hügeln bei Trebnitz und Obernigk unweit Breslau, vereinzelt und gleichsam unerwartet hübschere Partien vorkommen, so wird auch hier, wie etwa nördlich von Glogow oder an der Wrótnia bei Maziarnia, das Bild der Oberflächenplastik der Gegend etwas belebter und anziehender.

Im Ganzen nehmen die Meereshöhen des unregelmässig flach gewellten Terrains gegen Norden zu ab. Die Królewska góra, nordwestlich Glogow, erreicht noch 266 und eine Anhöhe bei Medynia glogowska 264 Meter Seehöhe, die in ihrer Art relativ über ihrer Umgebung ebenso gut markirten Erhebungen der Wrótnia bleiben meist unter 200 Meter zurück. Die äusserste Landzunge aber zwischen San und Weichsel an ihrem Zusammenfluss ist nur mehr 148 Meter über dem Meere gelegen. 200 Meter werden etwa die Durchschnittshöhe dieses Diluvialgebietes sein.

Ebenso unregelmässig wie die Vertheilung der erhöhten Punkte in Bezug auf zonenförmige räumliche Anordnung ist in diesem Gebiete die Vertheilung der von einander unterscheidbaren Gebilde, welche den Boden desselben vorstellen. Diese Gebilde bestehen aus Lehmen und Sanden, theils mit, theils ohne Beimengungen von grossen, erratischen Blöcken oder kleineren Geschieben. Es ist dabei nicht leicht, die einzelnen Bildungen immer scharf getrennt zu halten, denn dieselben sind oft durch Uebergänge mit einander verknüpft und ihre Verbreitungsgrenzen gegen einander erscheinen nicht selten verwischt. Für die geologische Kartirung musste man einzelne Typen herausgreifen und gewisse Uebergänge unberücksichtiget lassen. Bei der Beschreibung kann man den letzteren Rechnung tragen, aber da es, wie schon gesagt, an einer leicht kenntlichen Gesetzmässigkeit in der räumlichen Verbreitung der einzelnen Ausbildungsformen dieses Diluviums fehlt, so wird es schwer, sogar für diese Beschreibung eine übersichtliche Anordnung und Gruppirung der einzelnen Thatsachen zu finden.

Ich werde daher im Wesentlichen das zu betrachtende Gebiet in einige Abschnitte annähernd parallel dem Gebirgsrande eintheilen, und dabei in der Hauptsache immer von Süden und Westen aus die kurze Darstellung meiner Beobachtungen beginnen und nach Norden und Osten fortschreiten, ohne mich aber gar zu ängstlich an die diesbezügliche Lage jedes einzelnen Punktes zu halten, weil die zu machenden Mittheilungen sich theils um die wichtigsten Ortschaften, theils um die grösseren Strassenzüge gruppiren müssen. Auf diese Weise mag noch am leichtesten das gewonnene Beobachtungsmaterial für künftige Forschungen übersichtlich gemacht werden.

Zunächst behandeln wir die Gegend um die Städtchen Glogow und Sokolow.

An der Strasse von Rzeszow nach Glogow sind leider nur sehr spärliche Beobachtungen zu machen. Wir hatten vorhin die Ausdehnung der Lösszone bis etwa in die Gegend von Pogwizdów, Milocin und Trzebownisko besprochen. Nördlich von dieser Linie verläuft die etwas sumpfige Depression des nach Osten gerichteten und bei Nowa wies

in den Wislok mündenden Czarna-Baches, welche als äusserste Grenze für diese Bildung gelten muss. Von Zaczernie angefangen herrscht in dieser Gegend Sand, der sich östlich bis Jasionka in die Nähe des Wislok fortsetzt. In der Nähe von Zaczernie und etwas nördlich davon, wie man am besten an den Feldwegen zwischen Zaczernie und Tajęcin sehen kann, sind diesem Sande kleinere Geschiebe (zumeist Quarzstückchen) spärlich beigemengt. Von Tajęcin angefangen wird der Sand reiner, dessgleichen weiter westlich an der Glogower Strasse bei Wolacicha, wo sich Spuren von Dünenbildung finden, während nach Osten zu bei Grant, nördlich Jasionka, ein sandiger Lehm sich daraus entwickelt, der kleinere Geschiebe führt. Der Sand hält an nach Norden etwa bis zu einer Linie zwischen Glogow und dem südlichen Theil des Dorfes Wysoka.

Was die westlich von der Strasse zwischen Zaczernie und Glogow gelegenen Gebirgstheile anbelangt, so wird nördlich der Eisenbahnlinie bei Trzciana das Lössgebiet von dem lössfreien Diluvium ähnlich wie bei Zaczernie durch eine moorige Depression getrennt. Bei Bratkowice wird der Boden sandig und nördlich vom Schloss in der Nähe des Jägerhauses beginnen Ablagerungen eines Geschiebe-Sandes, der in dem Waldrevier des Czekaj-las weit verbreitet ist. Ich sah hier übrigens keine grossen Geschiebe, sondern groben mit Sand gemischten Schotter. Weiter nördlich in den Waldrevieren des Budski-las und des Czarny-las erscheint reiner Sand, zum Theile in alten Dünen aufgehäuft. Derselbe hat sich offenbar aus dem Geschiebe-Sand entwickelt, welch' letzterer beim Wirthshaus Bieda und Poręby wieder auftritt.

Die Erhebung zwischen Poręby und Widelka besteht aus Geschiebe-Lehm, dem auf der Höhe eine Partie von Geschiebe-Sand aufgesetzt erscheint. Im Thale von Widelka liegt Lehm, während nordwestlich davon bei der auf den Karten als zu Kupno gehörig bezeichneten Localität auf der Höhe neben der Kaiserstrasse und nördlich gegen Klapowka zu wieder Sand herrscht. An der Strasse, welche vom Schloss Widelka nach Glogow führt, sieht man zunächst sandigen Geschiebelehm, der dem Geschiebelehm zwischen Widelka und Poręby correspondirt. Allein diese Correspondenz findet nicht der ganzen Breite des Rückens zwischen Widelka und Poręby entsprechend statt, denn auf der Höhe zwischen Zaczynki und Borek stellt sich Sand ein, der zum Theil wie an der Krolewskagora bewaldete Dünenzüge bildet. Er setzt sich fort im Stykowski las und beim Wirthshaus Annapol und zieht sich östlich hinüber bis jenseits des Dorfes Stykow.

Erst ungefähr dort, wo die von Widelka und Stykow kommenden Wege sich vereinigen, trifft man auf Lehm, der sich nördlich von Glogów etwa zwischen Rękawek und Leśna wola ausbreitet. Der Lehm wird hier zur Ziegelfabrication benützt und man sieht denselben an einer östlich von der Strasse in der Nähe der erwähnten Wegtheilung gelegenen Ziegelgrube noch von einer dünnen Sandlage bedeckt. Hier ist dieser Lehm geschiebefrei, dagegen sah ich kurz nördlich von Glogów grössere erratische Blöcke in demselben.

Diese Geschiebeformatoin mit grösseren Blöcken setzt sich von hier aus östlich nach Wysoka fort. Dieses Dorf erstreckt sich in bedeutender Länge zumeist auf der östlichen Seite des nordsüdlich

verlaufenden Golepka-Baches. Leider sind die durch diesen Wasserlauf hervorgebrachten Aufschlüsse nicht sehr tief eingerissen. Sie genügen aber um zu erkennen, dass hier grober Geschiebesand mit grossen erratischen Blöcken und ein sandiger grober Schotter vorkommen. Der Geschiebelehm von Glogow hat also hier einer sandigen Bildung Platz gemacht, während er noch weiter östlich von der Kaiserstrasse von Rzeszow nach Sokolow, längs des ebenfalls nordsüdlich sich an dem kleinen Swirkowiec-Bache erstreckenden Dorfes Stobierna wieder als Lehm mit erratischen Blöcken entwickelt ist. Es sind hier zwischen Glogow und Stobierna so bestimmt zusammengehörige Bildungen entwickelt, dass ihre Trennung auf der Karte Verlegenheiten hervorruft.

Bemerkt muss übrigens werden, dass am Südrande von Wysoka beim dortigen Jägerhause geschiebefreier Sand auftritt, welcher sich an die früher erwähnten Sande von Wolacicha und Tajęcin anschliesst, von der letzteren Localität allerdings durch sumpfig mooriges Terrain getrennt.

Nördlich aber von Wysoka in der Nähe der dortigen Jägerhäuser entwickelt sich stellenweise etwas Lehm und dann im Walde von Kobyło wieder geschiebefreier Sand, der sich an den westlich davon bei Stykow vorkommenden, früher erwähnten Sand anschliesst, und sich von hier aus in dieser Beschaffenheit auf der waldigen Höhe zwischen Trzebuska und Hucisko in nordöstlicher Richtung bis zu dem Städtchen Sokolow fortzieht.

In der mehr östlichen Verlängerung aber des Gebietes von Kobylo zwischen Stobierna und Sokolow tritt an der südlichen Abdachung des höheren Rückens zwischen Nienadowka und Stobierna nördlich der bei letzterem Ort entwickelten Geschiebelehme zunächst Schotter mit Sand und auf der Höhe des Rückens bei Nienadówka selbst Sand auf. Der letztere herrscht von hier bis Sokolow, abgesehen davon, dass gleich östlich vom Dorfe Trzebuska ein sehr sandiger, übrigens geschiebefreier Lehm für Ziegeleien gegraben wird, und dass kurz südlich von Sokolow sich einzelne kleinere Geschiebestücke dem Sand beimischen.

Südlich von Sokolow wird die Abdachung des Terrains gegen Trzeboś zu von demselben Sand gebildet. Zwischen Trzeboś und Węgliska herrscht Schotter mit erratischem Material, dem Schotter zwischen Nienadówka und Stobierna entsprechend und augenscheinlich mit diesem zusammengehörig. Doch kommen in der Gegend von Podlesie einzelne etwas grössere erratische Blöcke vor, die Nähe des eigentlichen Erraticums verkündend, welches dann weiter südlich bei Medynia in der östlichen Fortsetzung der Geschiebelehme von Stobierna zu herrschen scheint, während östlich von Stobierna und südlich von Węgliska das weite Gebiet des Waldes Czarnawski las bis nach Dombrowki am Wislok hin von geschiebefreien Sanden eingenommen wird.

Bis Węgliska treten aus dem Sande eisenhältige Quellen hervor, welche die Sandpartien, über welche sie fliessen, roth färben, eine Erscheinung, wie sie überhaupt in den Sandgebieten der ganzen Gegend nicht selten beobachtet wird.

Wir kommen jetzt zu den in der näheren oder weiteren Umgebung des Marktfleckens Raniszów gelegenen Landstrichen.

Am Wege von Glogow nach Ranisrów, den wir vorher bis zu den Sanden bei Stykow verfolgt hatten, beobachtet man bald nördlieh von letztgenanntem Dorfe wieder Geschiebe-Lehm bis Przewrótne hin. Nur ein kleiner Fleck östlich von dem Dörfchen Borek auf der Höhe zeigt sich aus Sand zusammengesetzt. Ein Stück des Weges südlich von Przewrótne ist mit mittelgrossen Geschieben gepflastert. Desgleichen besteht die Terrainerhöhung zwischen Przewrótne und Pogwizdów (nicht zu verwechseln mit dem gleichnamigen Dorfe bei Rzeszow) aus Geschiebelehm, der abermals von Sand gekrönt wird, welcher ziemlich die oberste Höhenlage des betreffenden Terrainbuckels einnimmt. Nördlich von Pogwizdów beginnt dann wieder Sand, welcher bis Raniszów anhält und sich andrerseits südwestlich nach dem Werinski las fortsetzt.

Der Geschiebelehm von Przewrótne hängt mit dem früher erwähnten Geschiebelehm von Widelka im Westen und Südwesten zusammen.

Während bei Raniszów das Südufer der von dem kleinen Zyzoga-Bache durchflossenen Depression noch von Sand beherrscht wird, tritt gleich nördlich von diesem Orte wieder Geschiebelehm auf. Nordwestlich von Raniszów wird aber die Erhebung der Ugowa góra aus Sandmassen gebildet, welche von dort aus in der nordöstlich verlaufenden Terraindepression, die man zwischen Raniszów und Wolaraniszowska passirt, tief hinabziehen.

Jenseits dieser Terraindepression kommt noch vor Wolaraniszowska wieder Geschiebelehm hervor. Theilweise sind auch hier Geschiebe zur Pflasterung verwendet worden. Gleich nördlich von letztgenanntem Dorfe sieht man grosse erratische Blöcke, und es hält diese lehmige Geschiebeformation dann noch weiter nach Norden bis Stece an, während sie sich westlich bis in die Gegend von Lipnica ausdehnt.

Bei Stece aber beginnt Sand, den man einerseits nördlich bis über Wilcza wola hinaus verfolgen kann, während er andererseits westlich von Stece in den Wäldern Piaski, Sojów bór und Mazowiecki bór eine grosse Ausdehnung an der Oberfläche erlangt. Auch die östlich von dem Wege zwischen Stece und Wilcza wola gelegenen Waldungen mit der Erhöhung Lipica werden von ähnlichem Sand eingenommen. Doch muss hinzugefügt werden, dass diesem Sande hier vielfach kleinere Geschiebe oder besser Gesteinsbröckchen beigemischt sind.

Nördlich von Wilcza wola zeigt die ganze Gegend von Spie, Krzątka und Bojanów an ihrer Oberfläche nur Sand. Doch sollen bei Krzątka verkieselte Hölzer in demselben gefunden worden sein, wie mir gelegentlich eines Aufenthalts in Nadbrzezie (schrägüber von Sandomir) von einem dortigen Beamten, Herrn v. Gutowski mitgetheilt wurde. Bei Czekaj etwas südlich von Bojanów wird der Sand gröber und es stellen sich Geschiebe in demselben ein, und bei Bojanów selbst liegt stellenweise etwas Lehm darunter.

Geht man von Raniszów aus östlich gegen Sokołow zu, so sieht man, dass die Ufer des kleinen Flusses Zyzoga daselbst noch ähnlich wie südlich von der Stadt aus Sand bestehen. Dem letzteren sind hier dunkelgefärbte humöse Lagen eingeschaltet, in denen deutlich erkennbare Holzpartikelchen liegen. Der Sand hier gehört trotz seiner hypsometrisch tiefen Lage zu dem jüngeren Deckensand der glacialen

Bildungen. Obwohl er in einiger Mächtigkeit von dem Bache sogar in einem Steilufer aufgeschlossen wird, ist er doch in seinem Vorkommen augenscheinlich auf die Region des Bachlaufes beschränkt, wie sich sogleich zeigen wird.

Man kann also in demselben ein ungeschwemmtes und von dem Bache nach der Tiefe geführtes, dem jüngeren, sonst auf den Höhen vorkommenden Deckensand entnommenes Material erblicken.

Gleich jenseits, östlich der über den Bach führenden Brücke, befinden sich zum Zwecke der Ziegelbereitung angelegte Lehmgruben. Der dort gewonnene Lehm ist ziemlich sandig. Obwohl er gerade hier Geschiebe nicht führt, so möchte er doch am besten sich mit der gleich nördlich Raniszów entwickelten Geschiebelehmformation in Verbindung setzen lassen, um so mehr, als wir kurz darauf weiter östlich bei Staniszewskie wieder Geschiebe antreffen werden. Jedenfalls wird der betreffende Lehm wieder von einer Sandschichte bedeckt, welche aber viel weniger mächtig ist, als die unmittelbar daneben durch den Fluss aufgeschlossenen Sandmassen. Der untere Hauptheil der letzteren muss also an die gleich neben dem Flusse in demselben hypsometrischen Niveau entwickelten Lehmlager, gleichsam wie an einen Uferrand, angrenzend gedacht werden.

Die bei Staniszewskie vorkommenden erratischen Blöcke sind zum Theile in den Gehöften der Bauern aufzusuchen. In ihrer Umgebung findet sich allerdings nur Sand an der Oberfläche. Es bleibt also zweifelhaft, ob sie durch eine dünne Schichte von Deckensand hervorragen und nach unten zu im Lehm stecken, oder ob der Geschiebelehm sich hier in einen Geschiebesand verwandelt hat. Unter diesen Blöcken fiel mir ein weisslicher Sandstein auf, welcher in verwittertem Zustande zerreiblich wird.

Von Staniszewskie bis nach Sokołow herrscht ausschliesslich Sand. Zwischen Zielonka und Staniszewskie treten aus demselben eisenhältige, ockrige Quellen hervor, in ähnlicher Weise, wie wir das früher bei Węgliska kennen gelernt hatten. Auch ostnordöstlich von Zielonka bis Mazury wird fast die ganze Oberfläche von Sand eingenommen, doch kommt an einigen Stellen im nordöstlichen Theile des Dorfes etwas Lehm darunter zum Vorschein.

Dass südlich von Sokołow der dort entwickelte Sand durch Beimengung einzelner kleiner Steinchen schon etwas gröber wird, konnte schon gesagt werden. Nördlich von dem genannten Städtchen zeigen sich den Sanden feinere Schotterelemente ebenfalls beigemischt, und zwar ist dies meistens wirklicher gerundeter Schotter, nicht etwa ein aus eckigen Fragmenten bestehendes Material. Deutlicher und zum Theile gröberer erratischer Schotter wird dann zwischen Gorno, Markowizna und Kamien sichtbar. Um Markowizna herum sieht man auch Blöcke von etwas grösserem Umfang. Dieses Erraticum darf als die östliche Fortsetzung der um Wola raniszowska herum vorfindlichen Geschiebeformation betrachtet werden.

Kurz vor dem Südende von Kamien entwickelt sich wieder etwas Sand. In der Südhälfte der Umgebungen des überaus langen in südnördlicher Richtung sich erstreckenden Dorfes Kamien herrscht eine sandige Geschiebeformation, welche gegen die Nordseite des Dorfes zu

lehmig wird. Der Lehm ist dort stellenweise sogar geschiebearm. Uebrigens beweist der Name Kamien (Stein), dass das Vorkommen von Steinen hier auf den Aeckern schon seit alter Zeit den Bewohnern aufgefallen ist. Besonders gute Aufschlüsse sind indessen bei Kamien mir nicht bekannt geworden.

Der Lehm, nördlich von Kamien, enthält fast gar keine Geschiebe mehr, doch wird es mir schwer, denselben von dem geschiebehältigen Lehm abzutrennen, da sich kein Aufschluss fand, der über das gegenseitige Verhältniss der betreffenden hier entwickelten Absätze hätte Aufklärung bieten können.

Westlich von Kamien gegen Stece zu ist die Geschiebeformation noch weit verbreitet. In sandiger Beschaffenheit kommt sie, westlich Markowizna, an der Erhöhung der Kamienska vor. Ausserdem sah ich sie nördlich von diesem Punkt beim Vorwerk Kamien. (Dieser Punkt liegt näher an Stece als am Dorfe Kamien.) Hier wie bei der unweit davon befindlichen, zur Herrschaft Nisko gehörigen, neu gegründeten Colonie Marienthal (der Name fehlt auf der Generalstabskarte) kommt ein Geschiebemergel mit zum Theile recht grossen erratischen Blöcken vor, unter welchen rother Granit, dunkler Diorit, rother und heller Quarzit, sowie Feuersteine der baltischen Kreide herrschen. Das Fehlen silurischer Kalkgeschiebe, wie man sie doch z. B. schon in Schlesien und Posen nicht selten antrifft, schien mir bemerkenswerth.

In dieser Richtung bieten die betreffenden Gesteinsansammlungen doch ein anderes Bild, als dasjenige ist, welches mir z. B. aus den Trebnitzer Hügeln oder aus der von mir im Jahre 1868 besuchten Sandgrube von Ober-Kunzendorf bei Freiburg in Schlesien in Erinnerung ist. Denn wenn auch das Fehlen bestimmter Gesteinsbeimengungen sich minder sicher als das Vorkommen anderer positiv behaupten lässt, so spricht doch der Umstand, dass man sogar an durch Reichthum und Grösse der Geschiebe besonders ausgezeichneten Localitäten Dinge vermisst, welche sonst leichter in die Augen fallen, dafür, dass diese Dinge zum mindesten sehr selten sind. Was die Grösse der hier beobachteten Geschiebe anbetrifft, so muss übrigens bemerkt werden, dass sie selten 1—2 Kubikmeter übersteigt, und dass dies überhaupt die bedeutendsten Dimensionen sind, welche an erratischen Blöcken in dem ganzen hier beschriebenen Gebiet constatirt wurden. Die meisten Blöcke bleiben sogar unter dieser Grösse zurück.

Auf den Höhen um das Vorwerk (Folwark) Kamien herrscht Sand, welcher vermuthlich mit den früher erwähnten Sanden, nördlich von Stece im Zusammenhange steht, denn ich beobachtete ihn auch am Wege von hier durch den Wald nach Stary Nart, östlich der sandigen Erhebung der Lipica und westlich des Waldes Kamionka, wo er in Geschiebesand übergeht, was durch einige im Walde gezogene metertiefe Gräben, z. B. an der sogenannten Raniszowska linia bewiesen wird.

Verfolgt man jedoch den längs dieser letztgenannten Linie verlaufenden Weg östlich nach Chudiki, so sieht man, wie dieser Geschiebe-Sand einem Geschiebe-Lehm noch vor dem genannten Dörfchen Platz macht. Grosse erratische Blöcke sind dem Lehm auch hier untergeordnet. Die hier oft unter der Vegetationsdecke hervortretenden oberen Enden der Blöcke verleihen dem Terrain bisweilen ein eigenthümlich

unebenes Aussehen der Oberfläche. Dieser Geschiebelehm reicht nördlich bis in die Gegend von Cholewiana góra, wo er seine Geschiebe verliert.

Nordwestlich von Chudiki aber, bei Nart nowy herrscht Sand mit kleinen Geschieben.

Auch östlich von Kamien ist in ziemlicher Breite das Geschiebe führende Diluvium entwickelt. Zwischen Lowisko und der deutschen Colonie Steinau finden wir einen sandigen Geschiebelehm, welcher die Fortsetzung des Geschiebesandes der südlichen Hälfte von Kamien bildet.

Auch östlich von Steinau, etwas nördlich von Wulka lętowska, ist noch der sandige Geschiebelehm verbreitet, aber der das genannte Dorf durchfliessende kleine Bach stellt einen Aufschluss von fetterem Lehm oder Mergel her, in welchem grössere erratische Blöcke liegen. Dieser Lehm stellt an der Stelle seines Auftretens wohl ein tieferes Glied gegenüber dem sandigen Geschiebelehm vor.

Begibt man sich von Wulka lętowska nach Wola zarzycka, so trifft man auf der Anhöhe in der Mitte des Weges, südlich von Lętownia eine Schottergrube. Der Schotter liegt hier unter einer nicht mächtigen Sandlage in einem sandigen Lehm eingelagert, das heisst, nicht etwa als Zwischenlage, sondern direct in die lehmige Masse eingebettet. Er ist meist gerundet und nicht von allzu grossen Dimensionen der einzelnen Rollsteine. Da sich fliessendes Wasser an seiner Bildung betheiligt haben muss, so hätten wir hier die Spuren eines alten Gletscherbaches vor uns. Dieser ehemalige Wasserlauf muss in jedem Falle ganz unabhängig von der Richtung der heutigen Erosionsfurchen verlaufen sein, weil der bewusste Schotter auf der Wasserscheide zwischen zwei derartigen Furchen vorkommt. Merkwürdigerweise sind die einzelnen Rollsteine hier fast alle gleichsam verfault. Sie zerbröckeln demnach sehr leicht bei der Bearbeitung mit dem Hammer. Nur gewisse dichte Grünsteine zeigten sich fester.

Ausser diesen kamen besonders rothe und graue Quarzite in beträchtlicher Menge vor. Auch Feuersteine mit weisser, kieseliger Zersetzungsrinde oder auch solche, die fast ganz in eine derartige weissliche Masse zersetzt waren, sind hier sehr häufig. Dagegen fiel mir die relative Spärlichkeit der rothen Granite in diesem Schotter auf.

Der Boden nördlich von Lętownia weist theils Sand, theils feineren Geschiebe-Sand auf. Wenden wir uns noch weiter nordwärts, so zeigt der Moorgrund bei den kleinen Ortschaften Grady und Grabna einen sandigen, geschiebefreien Letten, der unter geschiebefreiem Sand liegt. Noch etwas weiter nördlich sind die flachen Höhen südlich von Pikuly und Groble aus Sand zusammengesetzt, der zum Theil dünenartig zusammengeweht erscheint, ähnlich wie weiterhin in den Wäldern gegen Rudnik zu die alten Dünen der Siedliszowa.

Wir beschreiben nunmehr den Landstrich zwischen Stany, Grębow, Nisko und Rudnik.

Nördlich von Raniszow waren wir in der Richtung nach Stany zu bis Bojanów gekommen. Jenseits nördlich des Lęg-Flusses bei Bojanów kommt Sand mit spärlichen kleineren Geschieben vor. Westlich davon im Walde Olszyna herrscht ausschliesslich Sand, der in den Anhöhen

der Slawne góry dünenartig erscheint. Dasselbe Aussehen besitzen die Umgebung von Stany und die nordwestlich davon sich weit ausdehnenden Waldreviere, wie der bis Krawce sich erstreckende Dąbrowa-Wald. Ebenso setzt sich der Sand bis Grębow und so weit eine flüchtige Excursion mir darüber ein Urtheil erlaubt, bis Tarnobrzeg an der Weichsel fort, welcher Punkt übrigens bereits ausserhalb des mir zur Aufnahme zugewiesenen Gebietes liegt. An einigen Stellen zwischen Grębow und Tarnobrzeg mag der Sand auch Geschiebe führen, doch überwiegt hier unter allen Umständen seine oberflächliche Ausdehnung die der anderen Diluvialbildungen. Bei Grębow scheint indessen etwas Lehm unter demselben vorzukommen, ebenso ist dies sicher längs des Lęg-Flusses der Fall, worauf ich noch zu sprechen komme. Bei Grębow und ausserhalb meines Gebietes bei Maidan wurden angeblich verkieselte fossile Hölzer, ähnlich wie bei Krządka, in dem Sande gefunden, in welcher Beziehung ich leider eine directe, eigene Beobachtung nicht mittheilen kann.

Die bedeutende Breite, welche das Sandrevier hier nach Norden, nach der Weichsel zu, annimmt, und von welcher wir uns auch noch östlich von der Linie Stany-Grębow überzeugen werden, verdient jedenfalls besonders hervorgehoben zu werden, insofern wir in den früher beschriebenen Landstrichen einen viel rascheren Wechsel der petrographischen Erscheinungen zur Anschauung gebracht haben.

Oestlich von Stany zwischen Sojkowa und Maziarnia wird das dortige Waldgebiet von Sand eingenommen, der sich etwas nördlich von Sojkowa zu alten Dünen aufthürmt. Indessen noch im Walde selbst, östlich von Prusoty, kommt unter der hier nicht sehr mächtigen Sandlage ein fetterer Lehm hervor. Das Verhältniss der Unterlagerung des Sandes durch den Lehm wird durch Gräben, welche von den Forstleuten gezogen wurden, deutlich aufgeschlossen. Geschiebe sah ich in diesem Lehme nicht. Es zieht sich derselbe Lehm gegen Laski zu fort, und schliesst sich wahrscheinlich an den früher erwähnten Lehm von Bojanów an, wie er überhaupt längs des Lęg-Flusses eine etwas grössere Bedeutung gewinnt. In Prusoty soll er sogar als Töpferthon verwendet werden.

Der Umstand, dass er abseits vom Lęg-Flusse sich unter den Sanden der Gegend fortsetzt, beweist, dass er in seiner Hauptmasse, nämlich local denkbare Umschwemmungen durch genannten Fluss abgerechnet, nicht etwa als jüngeres Flussgebilde betrachtet werden darf.

In dem weit ausgedehnten Waldgebiete zwischen Maziarnia und Nisko nordöstlich von erstgenanntem Dorfe, sah ich nur Sand und nördlich von Mazarnia in den Wäldern, die sich gegen das Städtchen Rozwadów hin ausbreiten, ebenfalls. Hier erhebt sich der Sand in einem Complex von Hügeln, welche mit dem Namen Wrótnia belegt werden, zu relativ bedeutenden Höhen, nämlich 20—40 Meter über das Niveau des Lęg-Baches. Es ist schwer, sich diese Erhebungen auschliesslich als alte Dünenbildungen vorzustellen, obschon der Wind, ehe die Gegend so dicht bewaldet war, wie heute, sicherlich seinen Antheil an der Modellirung dieser Sandhügel besessen hat. Es würde aber erst ein genaueres, durch bessere, als die gegenwärtig sichtbaren Aufschlüsse unterstütztes Studium die Betheiligung des ehemaligen, sich

zurückziehenden Gletschers an der Zusammentragung dieser Sandmassen ermitteln können.

Südlich von der hier geschilderten Sandausbreitung bei Maziarnia gestaltet sich die Oberfläche in der Richtung nach Chudiki und Kamien zu etwas abwechslungsreicher. So kommt am Westende des Dorfes Zalesie Schotter unter dem Sand zum Vorschein, während am Ostende desselben Dorfes sich wieder dünenartige Sandhügel aufbauen. Zwischen Sojkowa und Jata kommt ein grauer, sandiger, geschichteter Thon ohne Geschiebe vor. Nördlich des Ostrandes von Jata wurde wieder Sand beobachtet, doch ehe man von dort aus Zalesie erreicht, ist noch einmal etwas Lehm darunter wahrzunehmen. Südlich von Jata gegen Pogorszalka zu herrscht Sand, welcher stellenweise durch ein eisenhältiges Bindemittel zu sogenanntem Ort-Sand verkittet erscheint. Zwischen Pogorszalka und Gęsia wieś ist Geschiebelehm und östlich von Nartnowy Geschiebesand entwickelt.

Weiter östlich besteht die Lysa gora nördlich Jezów aus einem Geschiebesand mit kleinen Geschieben, wie man dergleichen auch in der Osthälfte von Jezów deutlicher entwickelt sieht. Der Nordabhang der Lysa gora wird aber mehr und mehr von reinem Sand eingenommen. Der genannte Geschiebesand zeigt sich auch nördlich Kameralne an der Kamienna gora.

Weiterhin nach Norden an der Strasse nach Nisko kommen wir bei Nowosielec wieder in die (östliche) Fortsetzung der grossen, früher geschilderten Sandausbreitung von Stany und Maziarnia, welche hier nur durch Torfmoore unterbrochen wird. In ganz ähnlicher Weise ist dann das Gebiet weiter östlich bis Rudnik zusammengesetzt.

Südlich von Rudnik tritt bei dem Wysokow grąd genannten Moore etwas Letten auf. Es scheint überhaupt, als ob die zahlreichen Moore und Sümpfe in dieser Sandgegend ihre Existenz einer wasserundurchlässigeren Letten- und Lehmlage unter dem Sande verdankten.

Die Torfmoore bei Rudnik sind der Ort für ein ziemlich reichliches Auftreten von Raseneisenstein. Schon der Name Rudnik deutet auf eine einstige Gewinnung oder Zubereitung von einem nutzbaren Mineralproduct hin, und es war übrigens das Vorkommen von Raseneisensteinen in den Niederungen um den San und Tanew schon Pusch bekannt (vgl. Geognosie von Polen, 2. Theil, pag. 593), obwohl dieser Autor speciell des Namens Rudnik nicht gedenkt.

Ich sah derartige Erze bald nördlich vom sogenannten Salettel zwischen Rudnik und Siewygi. Ein anderer Fundpunkt liegt in den sumpfigen Wiesen zwischen den Wäldern Kolibki las und Jarugi las westlich von Kopki, wo der Raseneisenstein in den dort gezogenen Gräben sichtbar wird. Das in diesen Gräben stehende Wasser ist häufig von einem irisirenden Eisenhäutchen bedeckt. Ausserdem verfestigt sich der Sand hier nicht selten durch ein eisenhältiges Blindemittel zu Ortstein, welcher bekanntlich, namentlich wenn er der Oberfläche näher gelegen ist, eine für Baumwurzeln oft undurchdringliche Gesteinsplatte bildet und deshalb von den Forstleuten sehr gefürchtet wird. Alle diese Erscheinungen stellen sich als eine Steigerung des früher schon an einigen Orten erwähnten stellenweisen Eisengehaltes der losen Sande unseres Gebietes dar, wie er sich anderwärts blos

durch das Auftreten eisenhältiger Quellen mit röthlichen, ockerigen Niederschlägen manifestirte. Hier bei Rudnik kommt ausserdem noch hie und da etwas Blaueisenerde (phosphorsaures Eisenoxydoxydul) vor.

Die genannten Raseneisensteine wurden einst als Erze gewonnen, doch scheint sich diese Arbeit nicht gelohnt zu haben. Heute sieht man sie namentlich am Wege zwischen Rudnik und dem Schloss von Kopki zur Strassenbeschotterung verwendet. Weil nun aber neuerdings die Sumpferze doch wieder die Aufmerksamkeit von Hüttenleuten auf sich lenken, insofern der früher für schädlich gehaltene Phosphorgehalt dieser Erze bei gewissen Hüttenprocessen (Thomas-Process) sich sogar von Vortheil erweist, so kann die Zeit kommen, wo die Ausbeutung jener Erze wieder aufgenommen wird.

Wir haben hier bei Rudnik den San-Fluss erreicht, gegen dessen Thal die hier geschilderten Sandablagerungen sich längs einer niedrigeren Terrasse abgrenzen, wie man das beispielsweise bei Chałupki sehr deutlich sieht. Die tiefer gelegene Niederung am San wird dann von einem jüngeren schlickartigen Lehm eingenommen, analog den Lehmen am Wisłok-Flusse bei Łańcut, welcher bei Chałupki zur Herstellung sehr guter Ziegeln verwendet wird. Derartige fluviatile Lehme sind übrigens dann auch weiter flussabwärts vielfach verbreitet.

Zwischen Rudnik und Nisko ist wieder Sand ausschliesslich herrschend, welcher theilweise als echter, noch heute veränderlicher Flugsand auftritt, dessen Bekämpfung von den Forstleuten mit wechselndem Erfolge versucht wird. Bei Racławice östlich von Nisko sind am linken San-Ufer ähnliche Verhältnisse wie bei Chałupki zu sehen. Unterhalb des Abfalles der Sandterrasse kommt Lehm zum Vorschein, der für Ziegeleien benützt wird.

Jenseits Racławice, bei Zarzyce am rechten Ufer des San, erhebt sich indessen eine höhere, von Letten gebildete und von Sand bedeckte Terrasse. Man darf diesen Letten, der augenscheinlich eine etwas ältere Bildung repräsentirt, nicht mit den jungen fluviatilen Lehmen der San-Niederung verwechseln. Obschon es manchmal schwer sein wird, zwischen den verschiedenen Lehmen des San-Gebietes festere Altersgrenzen zu ziehen, da ja schon seit längerer Zeit, seit dem Rückzuge des nordischen Gletschers nämlich, eine Betheiligung des Flusses an der Umschwemmung der alten Gletscherlehme und an der Anschwemmung anderer Lehmabsätze angenommen werden darf, so ist doch local gerade hier die Unterscheidung der betreffenden Gebilde leichter.

Der Sand, welcher bei Zarzyce auf der Höhe der erwähnten Terrasse vorkommt, konnte bis Zdiary verfolgt werden, von wo aus er sich bis an die russische Grenze fortsetzt. Doch kommen vor dem Eingang des Waldes am Wege nach Zdiary bei Palko und einer kleinen, auf der Generalstabskarte als zu Klyzow gehörig bezeichneten Häusergruppe grössere erratische Blöcke vor.

Sand herrscht dann wieder westlich von Zdiary und bei Klyzów.

Bei Nisko selbst kommen grössere Geschiebe und Blöcke vor. Unter den betreffenden Gesteinen zeichnet sich ein Diorit mit grossen Plagioklasen, an welchen man sehr schöne Zwillingsstreifung bemerkt, besonders aus. Dann wird westlich von genanntem Orte bei Warchoty, Moskate und Malce wieder nichts als Sand beobachtet, ebenso bei Swoly.

Doch erscheint bei letzterem Dorfe, ganz in der Nähe des San wieder Lehm, der sich längs des Flusses bis in die Gegend von Plawo und weiter forterstreckt.

Indem wir nunmehr noch mit einigen Worten der Umgebungen von Rozwadów und Radomyśl gedenken, welche das unterste Gebiet des San bis zu seinem Zusammenfluss mit der Weichsel vorstellen, schliessen wir die Beschreibung dieser Partie unmittelbar an die soeben erwähnten Localitäten an.

Der San hat sich hier bei Plawo an seiner linken Seite ein Steilufer gebildet, längs welchem nach und nach grössere oder kleinere Schollen des dasselbe bildenden Lehms abgelöst in den Fluss stürzen. Die lehmige Ebene, in welche dieses Ufer eingerissen ist, wird speciell hier bei Plawo sehr schmal und kurz, hinter derselben erheben sich deutlich erkennbar zwei ältere Flussterrassen übereinander, während früher bei Nisko und Rudnik immer nur eine solche Terrasse sichtbar war. Die Abschnitte dieser Terrassen correspondiren, wie es schien, nicht bestimmten Schichtenlagen, welche vertical (mit den Terrassenebenen conformen, horizontalen, Begrenzungsflächen) übereinander folgen. Anfangs schien es mir allerdings, als wäre die obere Terrasse eine Sandterrasse, doch kam dann etwas nördlich von dem zuerst gesehenen Punkte in demselben Niveau auch Lehm vor.

An der Kokosza gora, südöstlich von Rozwadów, befinden sich darin sogar Schottergruben. Zwischen Rozwadów und Zbydniów bei Pilchów und Turbia scheint zwar oberflächlich Sand zu herrschen, allein am Wege zwischen Zbydniów und Radomyśl kommen am linken Ufer des San wieder Lehme vor, welche sich von hier aus vielfach in der Umgebung der merkwürdigen, dem alten San-Lauf correspondirenden Einrisse und gewundenen Flussabschnitte bei Zaleszany und Skowierzyn verbreiten. Diese so unmittelbar dem alten Alluvialgebiet des San angehörigen Lehme, welche geschiebefrei erscheinen, glaubte ich als Flussanschwemmungen mit Sicherheit auffassen zu dürfen.

Auf der rechten San-Seite bei Radomyśl besteht der an den Fluss herantretende Hügel Zjawinie aus losen Sanden, die ich für ältere Flugsande halte. Westlich in der Nähe wird aber wieder Lehm gewonnen. Von Radomyśl aber gegen die russische Grenze zu sind nur Sande ausgebreitet, dessgleichen in der Richtung nach Antoniów zu. Auch hier macht man neuerdings Versuche, die beweglichen Flugsande durch geeignete Forstculturen zu befestigen.

Gegen San und Weichsel zu nimmt jedoch die Herrschaft des Sandes etwas ab.

Gleich oberhalb des Einflusses des San in die Weichsel in der Gegend von Pniów und Warzawy, sind zwar beispielsweise bei der Ueberfuhr von Czekaj die Ufer des Flusses sehr sandig, allein in geringer Tiefe kommt hier unter dem Sande ein zum Ziegelbrennen verwendeter Lehm vor. Ebenso spielt Sand auch in den alten Alluvien des San zwischen Warszawy und Gorzyce gegenüber dem Lehm eine nur untergeordnete Rolle.

Bei dem Dorfe Gorzyce gibt es etwas sandige Diluvialablagerungen. Hier war ich überrascht, plötzlich unter den Quartärbildungen ältere wahrscheinlich devonische Gesteine hervortreten zu sehen, welche

besonders an einem der niedrigen Abhänge oberhalb des kleinen Teiches bei dem Dorfe deutlich aufgeschlossen sind. Im Uebrigen liess die Oberflächenbeschaffenheit der Gegend nicht im Mindesten die Nähe solcher älterer Bildungen vermuthen, und ich darf hinzufügen, dass ich auch zwischen Gorzyce und Nadbrzezie an der Weichsel schrägüber von Sandomir unter der daselbst ausgebreiteten Lehmdecke nichts dergleichen mehr beobachten konnte. Es ist Gorzyce überhaupt der einzige Punkt, wo bisher in dem Flachgebiet zwischen San und Weichsel ältere Gesteine gefunden wurden.

Ehe ich aber zu der weiteren Auseinandersetzung der Eigenschaften und der Bedeutung dieser älteren Gesteine schreite und daraus Veranlassung nehme, einige Betrachtungen über die wahrscheinliche Beschaffenheit der unterirdischen Basis unserer Diluvialablagerungen zu wagen, möchte ich nur noch in Kürze auf diese letzteren selbst zurückblicken.

Eine durchgreifende Reihenfolge oder Gliederung der betreffenden Bildungen liess sich, wie wir sahen, nicht aufstellen. Alles, was man in dieser Richtung etwa zu thun versuchen wollte, wäre künstlich oder willkürlich. Man würde die an einer Localität gemachten Unterscheidungen schon eine Stunde weiter nicht mehr in derselben Weise anbringen können. Nur von einer Ablagerung, die aus einem Theil der in dem Gebiet entwickelten losen, manchmal dünenartig zusammengehäuften Sande besteht, lässt sich sagen, dass sie local ein höheres oder höchstes Glied der gesammten hier betrachteten Massen vorstellt. Die übrigen Ablagerungen bilden in ihrer Gruppirung dasselbe „Chaos", welches nach Penk (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1879 pag. 118) für die Glacialbildungen nordischen Ursprungs in Norddeutschland charakteristisch ist. Denn wenn auch gewisse Umschwemmungsbildungen des erratischen Materials, wie manche geschiebefreie oder geschiebearme Lehme oder manche Anhäufungen gerollten Schotters in einem etwas höheren Niveau zu liegen scheinen, als die durch grosse Blöcke ausgezeichnete Geschiebeformation, so lässt sich das doch nicht überall behaupten. Die Vorgänge, welche sich während der Existenz und beim Rückzuge des grossen nordischen Gletschers in unserer Gegend so gut wie anderwärts abspielen mussten, wie die beständigen localen Umbildungen des Moränenmaterials durch die Schmelzwässer des Gletschers, konnten kaum die Ausbildung einer regelmässigen verticalen Aufeinanderfolge des vorliegenden Gesteinsmaterials gestatten.

Zu einer genauen Feststellung aller Arten der vorkommenden Geschiebe reichte meine Zeit nicht aus. Was mir besonders auffiel, habe ich im Verlaufe der Beschreibung erwähnt. Von Wichtigkeit wäre es gewesen, eine etwaige Betheiligung der Gesteine des polnischen Mittelgebirges von Sandomir und Kielce an der Zusammensetzung jenes Materiales nachzuweisen. Doch fehlte es hierfür an den Anhaltspunkten, welche nur eine specielle persönliche Kenntniss des genannten Gebirges hätte verschaffen können. Gewisse helle Quarzite des untersuchten Gebietes könnten beispielsweise unter Umständen auf die paläozoischen Quarzite von Sandomir sich zurückführen lassen.



So kärglich aber auch unsere Darstellung ist, so wird aus derselben doch wenigstens für Kenner der norddeutschen Verhältnisse die typische Aehnlichkeit unseres Gebietes mit dem des norddeutschen Diluviums hervorgehen. Es muss mich zufriedenstellen, einen kleinen Beitrag zur Kenntniss des galizischen Erraticums geliefert zu haben, und indem ich die Feststellung weiterer Einzelheiten getrost der späteren Forschung überlasse, knüpfe ich wieder an die Erwähnung der älteren Gesteine von Gorzyce an.

Die betreffenden Gebilde bestehen aus einem dunklen, kleinere Glimmerschüppchen eingesprengt führenden quarzitischen Schiefer, in welchem Versteinerungen nicht aufgefunden wurden. Die Altersdeutung dieser Schiefer würde nun freilich an sich betrachtet nahezu unmöglich sein, denn ähnliche Schiefer könnten vom Silur bis zum Eocän vorkommend gedacht werden, wenn nicht die Hoffnung begründet wäre, in den die galizische Ebene begrenzenden Gebirgen analoge Gesteine aufzufinden, deren Alter ihrerseits als ermittelt gilt.

Nur etwa eine Meile von Gorzyce entfernt, beginnt jenseits der Weichsel das sogenannte polnische Mittelgebirge. Nähert man sich der österreichischen Zollstation Nadbrzezie, so ist man überrascht, die Thürme und Kuppeln von Sandomir über einem sich gleichsam plötzlich erhebenden Hügelzug aufsteigen zu sehen, welcher etwas Weichsel abwärts sogar bedeutendere Dimensionen erreicht. Nach längerem Aufenthalt in dem galizischen Flachlande wirkt diese Scenerie auf den Beobachter äusserst malerisch. In dem Studium der dieses Gebirge zusammensetzenden Schichten muss nun der Schlüssel zur Deutung der isolirten Schieferpartie von Gorzyce gesucht werden.

Leider war es mir nicht vergönnt, einen Ausflug in die Umgebungen von Sandomir zu unternehmen. Ich bin also auf die vorhandenen Literaturangaben über jene Gegend angewiesen. Diese Angaben sind nun freilich für die Umgebung von Kielce etwas vollständiger, als für die Gegend von Sandomir selbst. Doch lässt sich aus einigen Bemerkungen von Pusch im ersten Theil seiner geognostischen Beschreibung von Polen (Stuttgart 1833) immerhin mit Wahrscheinlichkeit entnehmen, dass Schiefer, ähnlich denen von Gorszyce, bei Sandomir selbst vorkommen. Stellenweise scheinen daselbst Quarzite anzustehen, bei Besprechung aber seiner Gruppe der Grauwackenschiefer, welche sich, wie er sagt, „dem Quarzfels innig anschliesst", schreibt Pusch (l. c. pag. 69), dass schwärzlicher Thonschiefer „in mächtigeren Massen an dem steilen Weichselgehänge der Pfefferberge bei Sandomir" auftritt. Auch der Glimmergehalt der Schiefer wird dabei hervorgehoben. An einer anderen Stelle (l. c. pag. 100) heisst es, dass der Grauwackenschiefer an der Pieprzowa góra bei Sandomir in Stunde 7 streiche und mit 80 Grad nach Norden falle. Es liegt nun also nahe, in den Schiefern von Gorszyce, welche augenscheinlich in der Streichungsfortsetzung der Schiefer von Sandomir liegen, eine Wiederholung der letzteren zu erblicken.

Da es nach den späteren Untersuchungen von F. Roemer (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1866), welche sich leider nicht bis zur Stadt Sandomir erstreckten, immerhin sehr wahrscheinlich ist, dass die



quarzitischen Sandsteine des polnischen Mittelgebirges nebst den ihnen verbundenen Schiefern ungefähr der unteren Abtheilung des Devon entsprechen, so habe ich mir erlaubt, das kleine Vorkommen von Gorszyce auf der Karte vorläufig als unterdevonisch zu bezeichnen.

Es hat dieses Vorkommen in mehr als einer Hinsicht ein grösseres Interesse, als dies seiner unbedeutenden räumlichen Ausdehnung nach bemessen werden dürfte. Einmal ist es zwischen dem Krakauer Gebiet und den um Zaleszczyki in Ostgalizien sich gruppirenden Aufschlüssen alter Gesteine des Dniestr-Gebietes der einzige Punkt in dem weiten galizischen ausserkarpathischen Hügel- und Flachlande, wo ein als paläozoisch zu deutendes Gestein anstehend bekannt geworden ist. Wichtiger aber noch ist, dass hier eine östliche Fortsetzung des polnischen Mittelgebirges unter dem nördlichsten Theile Westgaliziens erwiesen werden konnte.

Dieser Nachweis hat wiederum seinerseits ein doppeltes Interesse, zunächst für die späteren Forschern vorbehaltene Beurtheilung der tektonischen Verhältnisse des polnischen Mittelgebirges an seinem südöstlichen Ende bei der Weichsel, sodann aber für die Frage, wie wir uns den Untergrund der galizischen Ebene zwischen dem Karpathenrand und der Weichsel bei abgehobener Diluvialdecke zu denken haben.

Es wird natürlich einst eine Aufgabe Derer sein müssen, welche das polnische Mittelgebirge tektonisch genauer untersuchen wollen, zu erheben, warum dieses Gebirge bei Sandomir so plötzlich und unvermittelt seinen orographischen Abschluss findet, und zwar in einer schräg gegen das Streichen der dasselbe zusammensetzenden Schichten gerichteten Linie (Pusch ermittelte ein Durchschnittsstreichen in hora 8). Es wird sich dann zeigen, ob der Lauf der Weichsel bei Sandomir etwa in irgend einem Zusammenhange mit einer Querverwerfung steht, längs deren die nunmehr erwiesene Fortsetzung des Gebirges nach Osten in die Tiefe gesunken sein kann. Unbedingt nothwendig erscheint vorläufig eine derartige Annahme zwar noch nicht, denn bei der immerhin bescheidenen Erhebung des Gebirges bei Sandomir (erst viel weiter nordwestlich in der Lysa góra erreicht das Gebirge nach Roemer seine grössten Höhen bis 1908 Fuss) liesse sich das Niveau von 150 Meter Seehöhe, in welchem die Schiefer von Gorszyce auftreten, ganz gut ohne allzuschroffes Ansteigen der Conturprofile mit den höchsten Punkten der Pfefferberge verbunden denken, sowohl im Hinblick auf die beinahe eine Meile betragende Entfernung der betreffenden Punkte von einander, als im Hinblick auf die Möglichkeit oder Wahrscheinlichkeit, dass die Schieferkuppe von Gorszyce während der nordischen Eisbedeckung eine Verminderung ihrer Höhe erlitten haben kann. Es könnte also auch rein oberflächliche Abtragung, theils durch Glacialwirkungen, theils durch die mehr und mehr an das Gebirge sich herandrängende Weichsel das Verschwinden des Gebirges als selbstständige orographische Erhebung auf dem rechten Weichselufer bewirkt haben. Gegenwärtig liegen zu Vermuthungen hinsichtlich der wahrscheinlichen Lösung der hier angedeuteten Aufgabe übrigens so wenig Anhaltspunkte vor, dass wir uns auf eine weitere Discussion darüber nicht einlassen wollen.

Ich will nur in wenigen Worten mich noch über die zweite der aufgeworfenen Fragen aussprechen, welche die vordiluviale Unterlage des betreffenden Theiles der galizischen Ebene zum Gegenstande hat. Ich bin zu einer derartigen Auseinandersetzung auch noch veranlasst durch directe Anfragen, welche mir darüber während meines Aufenthaltes in der bereisten Gegend gestellt worden sind, und durch den Umstand, dass, wie ich höre, auch anderweitig die Erwünschtheit von eventuellen Tiefbohrungen im westgalizischen Flachlande discutirt wurde. Selbstverständlich kann sich die versuchsweise Beantwortung einer derartigen Frage nur mit den allerallgemeinsten Voraussetzungen abfinden. Details entziehen sich jeder Vermuthung.

Die Auffindung der Schiefer von Gorszyce in der Streichungsfortsetzung der alten Grauwackenschiefer von Sandomir lässt nahezu mit Gewissheit eine Weitererstreckung der alten Gebilde des polnischen Mittelgebirges in der Gegend zwischen Radomyśl und Rozwadów unter der Diluvialdecke erwarten. Ueber das Verhältniss jener alten Gebilde zu den noch weiter im Osten in Wolhynien und Podolien entwickelten älteren Gesteine zu speculiren, ist dagegen vorläufig ziemlich müssig.

In jedem Falle wird man zunächst weiter östlich von Radomyśl und Rozwadów auf russischem Gebiete die älteren Formationen schon nicht mehr unmittelbar unter dem Diluvium erwarten dürfen. Nach den Angaben von Pusch sind wenigstens z. B. zwischen Janow, Frampol und Josefow in Russland Neogenschichten bekannt, welche theils zur sarmatischen Stufe gehören werden, theils aber auch zur Mediterranstufe, denn Pusch spricht (II. Theil, pag. 481) von einem zwischen Josefow und Frampol vorkommenden Pisolithen-Conglomerat, worunter er das versteht, was wir heute Nulliporenkalk nennen. Auch sah ich bei Herrn Grafen Hompesch in Rudnik Stücke von Nulliporenkalk, welche aus der Umgebung von Bilgoray stammten. Alle diese Tertiärvorkommnisse stehen schliesslich in mehr oder weniger directer räumlicher Verbindung mit den von Lemberg aus sich nordwestlich erstreckenden galizischen Tertiärgebieten. Unter diese Tertiärformation tauchen jedenfalls die eventuellen Fortsetzungen der älteren Gebirgsmassen des polnischen Mittelgebirges unter, sofern sie in ihrer ursprünglichen Beschaffenheit überhaupt noch ganz oder theilweise daselbst dem Grundgebirge angehören.

Andererseits ist ebenfalls bereits durch Pusch das Auftreten tertiärer Schichten bei Sandomir selbst bekannt geworden, denn er schreibt (I. Theil, l. c. pag. 103), dass Grobkalk und tertiärer Muschelsandstein zwischen Sandomir und Opatów in flacherer Lagerung das steil aufgerichtete Uebergangsgebirge bedecken. Im II. Theil seines Werkes spricht er (pag. 474) von tertiärem Muschelsandstein an den Pfefferbergen und (pag. 477) von losen tertiären Sanden zwischen Opatów und Sandomir, während er auf seiner Karte die sich südlich oder südwestlich an die älteren Gesteine bei Sandomir anlagernden Tertiärbildungen als Pisolithen-Conglomerat, das ist als Nulliporenkalk ausgeschieden hat. Ich selbst hatte in Nadbrzezie Gelegenheit, echte Leythakalke zu sehen, welche von den Hügeln bei Sandomir stammen sollten, und auch Kontkiewicz (Verh. d. geol. R. A. 1881, Nr. 4), dessen Untersuchungen in jenem Theil von Russisch-Polen ganz auf

modernem Standpunkt stehen, gibt aus der Gegend südlich vom Sandomirgebirge verschiedene, theils zur mediterranen, theils zur sarmatischen Stufe gehörende Tertiärbildungen an.

Setzt man alle diese Thatsachen in Beziehung theils untereinander, theils mit dem Umstande, dass den Aufnahmen dieses Jahres die Auffindung ausgedehnterer Vorkommnisse von Mediterranbildungen, insbesondere auch von Leythakalken am Karpathenrande bei Rzeszow gelungen ist, so kann es keinem Zweifel unterliegen, dass die Tertiärformation, welche allseitig in der Umgebung des Diluvialgebietes nördlich von Rzeszow auftritt, auch unter diesem zu finden ist. Damit im Einklange steht eine mir gewordene Mittheilung über eine bis 20 Klafter Tiefe vorgedrungene Bohrung im Gebiete der Herrschaft Rudnik (im Walde Zilka zwischen Lowisko und Kamien), wobei in 10 Klafter Tiefe eine Schichte mit Meeresmuscheln gefunden wurde. Leider wurden die übrigen bei der Bohrung angetroffenen Bildungen nicht näher vorgemerkt, und auch von den Muscheln und sonstigen Bohrproben konnte ich nichts mehr zu Gesicht bekommen, doch kann es sich hier nur um Tertiärbildungen gehandelt haben, da die Beschaffenheit der Muscheln bezüglich ihres marinen Ursprungs von Jemandem constatirt wurde, der dergleichen zu beurtheilen in der Lage war.

Zweifelhaft bleibt nur, ob und inwieweit sarmatische Schichten an der tertiären Unterlage des beschriebenen Diluvialgebietes theilnehmen, denn da dieses Gebiet sich östlich von Rzeszow über Joroslaw bis Jaworow und Gródek fortsetzt, wo dann erst die Lemberger Tertiärschichten zum Vorschein kommen, und da bei Lemberg und in dessen weiterer Umgebung die sarmatische Stufe fehlt, so muss irgendwo unter dem westgalizischen Diluvialgebiet eine Verbreitungsgrenze der in Russisch-Polen nordwestlich von der Weichsel entwickelten sarmatischen Bildungen erwartet werden, über deren Lage wir aber höchstens die Vermuthung wagen dürfen, dass dieselbe nicht allzufern von der Weichsel verlaufen dürfte.

Jedenfalls aber sind Schichten der Mediterranstufe in der Unterlage des Diluviums von Westgalizien fast überall vorauszusetzen, und sofern aus der einen Bohrung bei Lowisko ein Schluss gezogen werden darf, ist dabei die Diluvialdecke nicht überall von aussergewöhnlicher Mächtigkeit, wenn es auch sicherlich Punkte geben wird, wo man nach 10 Klaftern das Diluvium noch nicht durchteuft haben möchte. Dass indessen nicht überall die betreffenden Neogenbildungen eine und dieselbe Beschaffenheit zeigen werden, ist im Hinblick auf die Mittheilungen, namentlich von Kontkiewicz, über die Landstriche jenseits der Weichsel mehr als wahrscheinlich. Ausser den Leythakalken könnte man sich stellenweise auf Thone, Sande, Sandsteine oder sogar auf Gypse gefasst machen.

Wenn ich aber soeben sagte, wir könnten derartige Ablagerungen in dem betreffenden Landstrich fast überall voraussetzen, wenn ich also eine kleine Einschränkung bei dieser Voraussetzung machte, so geschah dies im Hinblick auf die möglichen stellenweisen vordiluvialen und diluvialen Denudationen, denen das tertiäre Material ausgesetzt sein konnte, und im Hinblick auf den für das Lemberger Tertiärgebiet erwiesenen Umstand, dass schon die Unterlage des Neogens in Galizien

keine ganz ebene war, und dass einzelne Kuppen des senonen Kreidemergels zwar von den neogenen Absätzen um- — aber nur in geringer Mächtigkeit überlagert wurden. Lernte ich ja doch bei Sądowa wisznia ein beschränktes Vorkommen von Kreidemergel kennen, welches dort direct ohne Sichtbarwerdung tertiärer Schichten von Diluvium bedeckt wurde.

Jener senone Kreidemergel ist unter allen Umständen auch, wenngleich wohl nicht überall, so doch in einer mehr oder weniger breiten Zone in der Tiefe unter der tertiären Unterlage des westgalizischen Diluviums als vorhanden anzunehmen, da Kontkiewicz seine Existenz in den von ihm beschriebenen Landstrichen südlich vom polnischen Mittelgebirge verbürgt, und da der soeben genannte Punkt seines Vorkommens bei Sądowa wisznia eine Andeutung der nach Westen gerichteten unterirdischen Forterstreckung des Kreidegebietes von Lemberg und Nawarya gibt.

Ueber die Art, wie sich dieser Kreidemergel eventuell gegen die Sandsteinzone der Karpathen abgrenzt, ist natürlich hier ebensowenig wie an anderen Stellen Galiziens eine genauere Vermuthung zulässig. Dass aber die Karpathen-Sandsteine selbst sich in der Tiefe sehr weit nördlich von dem Rande ihres an der Oberfläche sichtbaren Auftretens erstrecken, ist hier ebenso wenig wie anderwärts wahrscheinlich, namentlich weil wir weiter westlich im Krakauer Gebiet diese Beschränkung der Sandsteinzone auf das Erhebungsgebiet der Karpathen direct erweisen können.

Tiefbohrungen also, welche man in dem Flachgebiet zwischen Rzeszow und dem unteren San und der Weichsel unternehmen möchte, würden zunächst nur ein rein theoretisches Interesse in Anspruch nehmen dürfen, denn weder das Tertiär in der podolisch-polnischen Entwicklung, noch die senone Kreide dieser Gegenden, noch die älteren Schichten, welche unter der Gegend von Radomyśl und Rowadów vorauszusetzen sind, enthalten nutzbare Mineralproducte, welche mit Vortheil in grösseren Tiefen aufgesucht werden können.

Wenn auch z. B. angenommen würde, dass in dem supponirten unterirdischen Tertiärgebiet sich stellenweise einige Braunkohlenablagerungen fänden, wie sie in der weiteren Umgebung von Lemberg bekannt sind, so sind solche Kohlen minderer Qualität in Tiefen, an die hier gedacht werden müsste, doch gänzlich unabbauwürdig. Diese Tiefen würden aber der Mächtigkeit nicht allein des zu durchfahrenden Diluviums, sondern in der Regel auch des gesammten Tertiärs entsprechen, da jene Kohlenablagerungen immer nur den tiefsten Theilen der podolischen Mediterranablagerungen angehören.

Desgleichen sind die Aussichten auf Erbohrung von Naphtha in dem beschriebenen Gebiet, wo nicht hoffnungslos, so doch sehr gering. Dass die Petroleum führenden Horizonte der eigentlichen Karpathen-Sandsteine in der Tiefe vorhanden sind, ist nach dem Gesagten nicht anzunehmen. Zufolge der älteren Annahme, wonach die subkarpathische Salzformation älter ist, als die ausserkarpathischen Mediterranbildungen, würde man ein Auftreten dieses, stellenweise durch Oelreichthum ausgezeichneten Horizontes nach allen bisherigen Erfahrungen entfernt von

den Karpathen überhaupt nicht vermuthen dürfen, zufolge jedoch der von mir und neuestens auch von Hilber vertretenen Ansicht, dass die subkarpathische Salzformation in den ausserkarpathischen Mediterranbildungen Galiziens ihr zeitliches Aequivalent findet, würde eben eine petroleumleere Facies dieses nur in der Nachbarschaft der Karpathen petroleumreicheren Niveaus erwartet werden dürfen.

Es ist mir allerdings bekannt, dass nach Kontkievicz im Weichselthale beim Dorfe Wojcza ein tertiärer Thon vorkommt, aus welchem einige schwache Naphthaquellen herausfliessen, und ich erblicke darin neben dem Vorkommen von Gyps und von Schwefelquellen in der ausserkarpathischen Neogenentwicklung dieser Länder einen Beweis mehr für die enge Verwandtschaft der betreffenden subkarpathischen und ausserkarpathischen Mediterranablagerungen, aber da es in diesen letzteren sonst doch nirgends bis zur Naphthabildung gekommen ist, da ausserdem an jenem, bisher einzig dastehenden Punkte bei Wojcza die Naphthaspuren nur schwach und günstige Erfahrungen darüber nicht aufzuweisen sind, so ist der Misserfolg von etwaigen Naphthabohrungen in dem westgalizischen Flachlande mit annähernder Sicherheit vorauszusehen.

Wenn ich aber auch glaubte, vor übertriebenen Hoffnungen bei etwaigen Tiefbohrungen in jenem Landstrich warnen zu sollen, so liegt es mir doch fern, von solchen Bohrungen überhaupt abzurathen. Das wäre unwissenschaftlich, da wir trachten müssen, jede Möglichkeit zur Erweiterung unserer Kenntniss von der Zusammensetzung der unserer Untersuchung obliegenden Gebiete auszunützen. Wenn man sieht, zu welch' schönen, für die Wissenschaft, wie für die Praxis gleich werthvollen Resultaten die seit einer Reihe von Jahren auf Kosten des Staates im preussischen Flachlande im Gange befindlichen Bohrungen geführt haben, worüber uns Huyssen in der Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft (1880) vor Kurzem einen so lehrreichen Bericht gegeben hat, dann regt sich wohl der Wunsch, derartige Untersuchungen möchten auch bei uns in Galizien durchgeführt werden. Das Bild, welches wir uns von der wahrscheinlichen Zusammensetzung der Unterlage unseres Diluviums nur in den allgemeinsten Zügen entwarfen, könnte bestätigt und ergänzt werden. Wir würden zuverlässige Daten über die Mächtigkeit dieses Diluviums, sowie über die speciellere Beschaffenheit des darunter verborgenen Tertiärs erhalten und durch einige Bohrungen an geeigneter Stelle und in passender Tiefe vielleicht auch Aufschluss gewinnen über die Art, wie die Karpathen-Sandsteine gegen die ausserkarpathischen älteren Massen, sei es durch gänzliches Verschwinden, sei es durch theilweisen Facieswechsel, sich abgrenzen.

Ob aber die Zeit sobald gekommen sein wird, in der man ohne directe Ermunterung durch Hoffnungen mit praktischem Ausblick, blos um möglicherweise rein theoretischen Bedürfnissen zu genügen, das für die angeregten Bohrungen nöthige Geld nicht scheut, das ist schwer zu sagen in einem Augenblicke, wo selbst für unseren Bedürfnissen näher liegende Unternehmungen die erforderlichen Mittel in der Regel nur mit Mühe zu beschaffen sind.

B. Einige Bemerkungen über die Karpathen Ost-Galiziens.

Als wir, Herr Paul und ich, unsere Studien in der Sandsteinzone der Karpathen veröffentlichten (Jahrbuch der geol. Reichsanst. 1877 pag. 33—130 und 1879 pag. 189—304) und bei dieser Gelegenheit zum ersten Male eine Gliederung der ausgedehnten und mächtigen Bildungen der Karpathen-Sandsteine in dem Gebiete zwischen den Flüssen Czeremosz und Stryi durchzuführen versuchten, eine Gliederung, durch deren Kenntniss überhaupt erst die dann von uns angeregte Discussion der tektonischen Verhältnisse, sowie der geologischen Bedingungen der Oelführung jenes Gebietes ermöglicht wurde [1], da war es uns vollkommen klar, dass wir mit diesem ersten Versuch keine erschöpfende Darstellung der Geologie jener Gegenden geliefert hatten. Das wäre schon aus rein physischen Gründen nicht möglich gewesen, insofern die Grösse des gelegentlich der genannten Studien aufgenommenen und geologisch kartirten Terrains in einem Missverhältnisse zu der knapp bemessenen, noch überdies durch Vergleichungen in anderen geologisch verwandten Gegenden in Anspruch genommenen Zeit stand.

Die in den Karpathen und ihrem Vorlande in Ost-Galizien ausgeführten Arbeiten, an denen ich mich zu betheiligen Gelegenheit hatte, und welche das Material für die in unseren „Studien" niedergelegten Untersuchungen lieferten, umfassen gegen 200 Quadratmeilen, welche in 3 Sommern (1876—1878 mit jedesmal nicht vollen 3 Monaten) zur Aufnahme gelangten. Wir konnten nicht jeden Punkt des uns zugewiesenen Terrains genau, und wir konnten manchen anderen gar nicht besuchen oder untersuchen. Vorwürfe haben wir uns übrigens desshalb nicht gemacht, da wir es als Nothwendigkeit empfanden, unsere Zeit und Kraft nicht von den Hauptaufgaben abziehen zu lassen, sondern gestützt theils auf spärliche Versteinerungsfunde, theils auf eine möglichst genaue Berücksichtigung petrographischer Merkmale und Analogien, sowie auf das Studium der Lagerungsverhältnisse die Gliederung der Sandsteinzone zu ermitteln. Die Unmöglichkeit, in einem solchen Gebiet allen Einzelheiten gerecht zu werden, ist nun freilich ein Nachtheil gewesen, der aber vielleicht durch den Vortheil der uns gebotenen Gelegenheit, einen räumlich umfassenderen Ueberblick über die verschiedenen Erscheinungen zu gewinnen, einigermassen ausgeglichen wurde.

Es scheint auch, dass wir bei der von uns befolgten Methode annähernd das Richtige getroffen haben, wie die vielfache Anerkennung unserer Arbeiten seitens geschätzter Fachgenossen beweist. Es wird uns natürlich angenehm sein, wenn sich diese Arbeiten für andere Forschungen als verwendbare Grundlage erweisen, und es kann für die Sache selbst nur nützlich sein, wenn solche Forschungen in möglichstem

[1] Die Bemerkungen betreffs der genetischen Verhältnisse des Petroleumvorkommens in den Karpathen, welche unseren neuen Studien (1879, pag. 295—303) einverleibt wurden, hatte ich bereits etwas früher nahezu mit denselben Worten in in einem kleinen, von der ersten ungarisch-galizischen Eisenbahn herausgegebenen Büchlein „über Erdwachs, Erdöl und die aus diesen Rohstoffen zu erzeugenden Producte" mitgetheilt, wo sie (Seite 22—32) einen Abschnitt der betreffenden, für die damalige ungarische Landesausstellung in Stuhlweissenburg, sowie für das landwirthschaftliche Museum in Pest verfassten Erläuterungen bilden. Das mag bei dieser Gelegenheit wieder erwähnt werden.

Umfange angestellt werden, theils in den speciell von uns behandelten, theils in anderen analog zusammengesetzten Landstrichen der Karpathen, über welche genaue Beschreibungen von Seite der betreffenden Aufnahmsgeologen noch in Aussicht gestellt werden. Mancherlei wird zu ergänzen, Einiges auch zu berichtigen sein. Wir selbst haben auf verschiedene der noch zu lösenden Fragen aufmerksam gemacht, und da wir ja beispielsweise in unseren neuen Studien bereits zu einer fortgeschritteneren Auffassung und zu einigen Modificationen unserer früheren Ansichten gelangt waren, so hätten wir ein von jeder Voreingenommenheit freies Verständniss dafür, wenn Andere eine noch genauere Erkenntniss der betreffenden Gebiete gewinnen sollten.

Es bezeichnen ja schon unsere älteren gemeinsamen Studien einen nicht unwesentlichen Fortschritt gegenüber der von Paul in seiner Geologie und Karte der Bukowina zum Ausdruck gebrachten Anschauungsweise, einmal durch eine genauere Charakteristik der einzelnen, die Sandsteinzone zusammensetzenden Gesteinsglieder, sodann aber auch durch die Art, wie die einzelnen Formationsabtheilungen räumlich begrenzt wurden, denn es scheint, als ob beispielsweise der unteren Gruppe der Karpathensandsteine in der Bukowina noch eine allzu grosse Ausdehnung gegeben wurde, als ob Theile der mittleren Gruppe in sie einbezogen wurden, und als ob hinwiederum gewissen Gliedern der oberen Gruppe, wie den Menilitschiefern, dort eine nur sehr geringe Berücksichtigung zu Theil werden konnte. In der zuletzt verfassten Publication von 1879 aber konnten wir bezüglich der wechselnden Faciesverhältnisse innerhalb der einzelnen Glieder der Sandsteinzone bereits eine bestimmtere Stellung einnehmen, und erst damit war der Standpunkt erreicht, der einen vorläufigen Ausgangspunkt abgeben konnte für die weiteren Erörterungen aller principiellen Fragen der Karpathensandstein-Geologie des galizischen Ostens.

Angesichts derartiger Erfahrungen hinsichtlich der allmäligen Ausdehnung unserer eigenen Erkenntniss haben wir also kein Recht, die Fragen, die wir behandelten, für abgeschlossen, die Deutungen, die wir gegeben, alle für unumstösslich zu halten. Wohl aber wird man es uns nicht verübeln, wenn wir uns noch ein Urtheil darüber vorbehalten, ob denn gerade jede Correctur unserer Auffassungen, welche von unsern Nachfolgern vorgenommen wird, einem wirklichen Fortschritt entspricht. In diesem Sinne sei es gestattet, hier einige Erörterungen zu machen.

Herr Vacek hat vor Kurzem einen trefflichen „Beitrag zur Kenntniss der mittelkarpathischen Sandsteinzone“ geliefert (Jahrb. d. geol. R.-A. 1881, 4 Heft). Statt der von uns vorgeschlagenen Dreitheilung der karpathischen Flyschbildungen hat es ihm in dieser Arbeit besser geschienen, nur zwei Hauptabtheilungen gelten zu lassen, eine untere cretacische und eine obere tertiäre. Er gibt zwar selbst zu, dass dies eine reine Formfrage sei, und dass es ebenso gut diene, wenn man wisse, dass die untere und mittlere Abtheilung zusammengenommen zur Kreide, die obere aber zum Tertiär gehöre; „allein von der Ueberzeugung ausgehend, dass eine passende Form der Auffassung das Wesen fördert“, dürfe man in seiner Eintheilung einen Vortheil erblicken.

Zunächst kann ich nun nicht zugeben, dass diese letztere Eintheilung gewissermassen logischer sei, als unsere Dreitheilung. Wenn unsere obere Abtheilung der Karpathensandsteine, welche mit Vacek's oberer Abtheilung zusammenfällt, das gesammte Tertiär oder doch dessen allergrössten Theil repräsentiren würde, dann könnte man sie allerdings der Gesammtheit der cretacischen Flyschbildungen als etwas logisch Gleichwerthiges gegenüberstellen, insofern wenigstens conventionell die Tertiärformation der Kreideformation als gleichwerthiges Schichtensystem angereiht wird, nun aber repräsentirt jene obere Abtheilung nur eocäne und oligocäne Schichtenfolgen, also nur den unteren Theil der Tertiärformation. Indem wir nun die cretacischen Karpathensandsteine, welche sowohl untere als obere Kreide umfassen, ihrerseits in zwei Hauptgruppen untergebracht haben, in eine tiefere und eine höhere, haben wir, wie ich glaube, in unserer Eintheilung ein richtigeres Gleichgewicht zwischen unseren drei Hauptgruppen hergestellt, als dies zwischen den beiden Hauptgruppen der Vacek'schen Eintheilung besteht.

Dazu kommt, dass unsere mittlere Gruppe der Karpathensandsteine, wenigstens in Ost-Galizien, eine überaus wichtige orographische Rolle spielt, dass sie dort durch ihre Mächtigkeit und die Art, wie sie gerade die meisten der höheren und höchsten Ketten zusammensetzt, gleichsam von selbst als ein besonders ausgezeichnetes Glied der ganzen Reihenfolge sich darstellt. Unsere Dreitheilung erschien desshalb als eine sehr natürliche. In den Mittel-Karpathen scheint dieses Glied allerdings zu verkümmern, dafür gelangt es aber in den schlesischen Karpathen wieder zu hervorragender Entwicklung und wird dort wieder vielfach bestimmend für das orographische Relief der Gegend. Desshalb passt sich unsere Dreitheilung nicht überall gar so schlecht auch dem Wesen der Sandsteinzone an.

Doch sind das Nebensächlichkeiten. Eine wesentlichere Differenz zwischen Vacek's Auffassung und der unserigen scheint möglicherweise bezüglich der Tektonik der Sandsteinzone zu bestehen. Wir hatten nämlich an vielen Stellen innerhalb dieser Zone Verwerfungen angenommen und ich darf wohl hinzufügen, auch wirklich beobachtet, während in dem schön gezeichneten Durchschnitt durch diese Zone, den Vacek seiner Arbeit beigegeben hat, dergleichen absolut fehlen und dafür ausschliesslich schief gestellte Falten angenommen werden, wie wir solche allerdings auch schon in unserer älteren Arbeit (Jahrb. geol. R.-A. 1877, pag. 126) als besonders charakteristisch für die Tektonik unseres Gebietes bezeichnet hatten.

Möglich ist es ja, dass sich die Dinge in dem von Vacek bereisten Gebiet zum Theile etwas anders verhalten, als weiter im Osten, wo wir unsere Anschauung gewonnen haben. Dort haben wir freilich so wiederholt das unmittelbare Anstossen der jüngeren Glieder der Sandsteinzone an die älteren Glieder derselben ohne Zwischenschiebung der sonst in denselben Durschnitten in grosser Mächtigkeit entwickelten mittleren Gruppe beobachtet (und wir haben dabei jene jüngeren Glieder den älteren stets auf der Nordostseite der letzteren vorliegend bemerkt, während die Gesammtheit der betreffenden Flyschbildungen ein südwestliches Einfallen zeigte), dass der Mangel an Verwerfungen innerhalb

der Sandsteinzone keinesfalls einem allgemeinen Gesetze entsprechen kann. Ganz frei bin ich desshalb nicht von dem Verdachte, dass die Vacek'sche Darstellung, sowie sie sich auf der seinem Aufsatze beigegebenen Tafel bildlich präsentirt, in mancher Beziehung etwas schematisirt sein mag, und zwar nicht blos in derjenigen Zeichnung, welche von dem Autor selbst als schematische Uebersicht bezeichnet ist, sondern auch in dem eleganten Detail-Profil, welches den Hauptraum auf jener Tafel ausfüllt.

Was aber jene schematische Uebersicht selbst anlangt, über deren Bedeutung sich Vacek auch im Texte seines Aufsatzes auslässt, so gibt dieselbe ohne Zweifel ein recht interessantes vereinfachtes Bild von dem Bau der Karpathen, indem sie das vielfache (relative) Prävaliren der jüngsten Glieder der Sandsteinzone nach der ungarischen Seite des Gebirges zu richtiger Geltung bringt, indessen mag auch sie von dem subjectiven Ermessen des Autors nicht ganz unbeeinflusst geblieben sein, was ja beim Schematisiren überhaupt nicht vermeidbar sein kann.

Vacek reducirt daselbst nämlich das Faltensystem der Sandsteinzone auf zwei Haupt-Aufbruchswellen, auf eine nördliche und eine südliche Aufbruchszone. Er schreibt (l. c. pag. 208 [18]) nach einer längeren diesbezüglichen Auseinandersetzung am Schlussse seiner Arbeit, der Sandsteinzug der Mittelkarpathen zeige „zwei im Streichen mit der secundären Faltung übereinstimmende und auch in ihrer Form dem Baue der secundären Wellen sehr analoge grosse Hebungen, gleichsam Wellen zweiter Ordnung, ein Fall, zu dem sich in der nördlichen sowohl, als in der südlichen Randzone der Alpen eine Menge Analogieen finden."

Das betreffende Verhältniss mit solcher Bestimmtheit erkannt und angedeutet zu haben, wäre also jedenfalls ein Fortschritt gegenüber unserer früheren Darstellung der tektonischen Verhältnisse des besprochenen Gebirges. Doch kann ich mir nicht versagen, darauf aufmerksam zu machen, dass Herr Vacek, ehe er in die Karpathen ging, über die Bedeutung gerade derartiger Verhältnisse anderer Meinung gewesen zu sein scheint, als später. Ich entnehme das seiner Polemik gegen die Auffassung v. Richthofen's über die Tektonik des Vorarlberger Kreidegebietes.

Richthofen hatte daselbst vier besonders ausgezeichnete Wellenbildungen unterschieden, denen dieses Gebiet unterworfen gewesen ist. Vacek (Ueber Vorarlberger Kreide, Jahrb. d. geolog. Reichsanst. 1879) war damit nicht einverstanden. Er betonte zunächst (pag. 704), dass sich die Wellen vielfach spalten, ganz in ähnlicher Weise, wie er dies sogar auch für die Karpathen hervorgehoben hat, und dass die einzelnen Wellen keinen continuirlichen Verlauf durch das ganze Kettengebirge haben. „Nicht das Streben", so sagt er, „ein möglichst einfaches Bild der tektonischen Verhältnisse zu liefern, selbst auf die Gefahr hin, dass dabei die Naturtreue leide, kann Hauptzweck der Untersuchung sein, sondern möglichste Berücksichtigung der Details und ihres Zusammenhanges, sowohl untereinander, als mit der Tektonik der Umgebung." An einer anderen Stelle (pag. 709), sagt er: „Ein zweiter

Umstand, der eine Zählung der Wellen sehr erschwert, ist ihre Ungleichwerthigkeit. Die hintereinander folgenden Wellen zeigen den verschiedensten Grad von Entwicklung, und man ist, um eine bestimmte Anzahl von Wellen zu erhalten, gezwungen, unter denselben eine Art Auswahl zu treffen und die minder entwickelten einfach zu ignoriren, wie dies v. Richthofen gethan, indem er einen Unterschied zwischen Hauptwellen und secundären Wellen macht und nur die ersteren berücksichtigt. Dabei wird es nur schwierig, eine rationelle Grenze festzustellen, an der die Wellen aufhören, secundär und anfangen, Hauptwellen zu sein, und da die Feststellung einer solchen Grenze dem persönlichen Ermessen des betreffenden Forschers überlassen bleiben muss, liegt die Gefahr nahe, dass derselbe alle jene Wellen für secundär nimmt, die ihm zu einer ziemlich willkürlich angenommenen Zahl von Hauptwellen nicht passen. Bei einem solchen Verfahren dürfte es aber kaum zwei Forscher geben, die in einem und demselben Gebiet zu einer gleichen Anzahl von Wellen kommen. Wenn aber die Resultate je nach der Person wechseln können, ist ihr Werth für die Wissenschaft ein ziemlich fraglicher."

Das ist jedenfalls deutlich gesprochen. Doch hat Vacek, wie schon angedeutet, für die Karpathen nicht mehr an den Gesichtspunkten festgehalten, die er für Vorarlberg entwickelt hat.

In wie weit also durch die Vacek'sche Darstellung unsere ältere Auffassung von der Tektonik der Sandsteinsonne beeinflusst wird, mag sich für den Leser aus dem Gesagten ergeben. Doch kann man sich über etwaige Differenzen der betreffenden Anschauungen schon desshalb leichter beruhigen, weil die Gebiete, auf dem diese Anschauungen gewonnen wurden, zwar aneinander grenzen, aber sich nicht decken, so dass also unter der Voraussetzung der Möglichkeit theilweise abweichender Verhältnisse auch die Zulässigkeit theilweise abweichender Folgerungen gegeben erschiene.

Etwas anders verhält es sich aber schon mit solchen Beobachtungen und Auffassungen, welche in Gebieten gewonnen wurden, deren Untersuchung von Herrn Paul und mir vorgenommen wurde. Hier müssen wir uns mit Sicherheit darauf gefasst machen, von unseren Nachfolgern weit überholt zu werden.

Ich habe wenigstens für meine Person principiell nichts dagegen einzuwenden, dass Herr Rudolf Zuber, der die ostgalizischen Karpathen zwischen Delatyn und Jablonow (Jahrb. d. geol. R.-A. 1882, pag. 351—372), wie er selbst sagt, „genau durchforscht" hat, unsere Aufnahmen daselbst als „in mancher Hinsicht unzureichend" bezeichnet. Ich würde nur gewünscht haben, dass es Herrn Zuber in höherem Maasse, als dies der Fall ist, gelungen wäre, über den Grad der bisherigen Kenntnisse von jenem Gebiet hinauszukommen. Ich hatte das nach den Ankündigungen, welche jener Autor am Eingang seines Aufsatzes vernehmen lässt, beinahe erwartet.

Es handelt sich nämlich danach nicht um blosse locale Ergänzungen des von uns entworfenen Bildes, sondern um principielle Seiten in der Auffassung dieses Bildes. Unser verehrter Fachgenosse findet, dass wir allerdings für gewisse Theile des von ihm durchforschten Gebiets eine „schöne Darstellung" gegeben hätten, aber nur

in Bezug auf die Schilderung der daselbst auftretenden Gesteinsvarietäten will er dieser Darstellung nichts hinzusetzen. „In Bezug aber auf die Lagerungsverhältnisse,“ schreibt Zuber, „dieser Schichtensysteme und zumal auf ihre gegenwärtige Stellung bin ich zu einer etwas anderen Anschauung gekommen, als sie in der oben citirten Arbeit zum Ausdruck gebracht wurde.“ Herr Zuber sagt ferner, es sei ihm gelungen, das Verhältniss der miocänen Salzformation zu den älteren karpathischen Gebilden etwas besser su präcisiren, als dies bisher von Andern versucht wurde, und ausserdem habe sich gerade in dem von ihm untersuchten Gebiete herausgestellt, dass der Bau der Karpathen nicht überall so einförmig sei, wie dies bisher behauptet wurde.

Man durfte sich da wirklich fragen, ob wir nicht einer Reihe von wesentlichen Fehlern oder Unterlassungen uns schuldig gemacht haben. Auf diese Frage werde ich versuchen, in den folgenden Seiten eine Antwort zu geben.

Ohne nämlich im Mindesten das Verdienst zu bestreiten, welches sich Herr Zuber durch Beibringung einzelner neuer und interessanter Angaben aus dem in Rede stehenden Gebiet erworben hat, sehe ich mich doch veranlasst, einer missverständlichen Auffassung vorzubeugen, welche bei der Sache ferner stehenden Lesern des Zuber'schen Aufsatzes über unsere Betheiligung an der Erforschung jenes Theils der Karpathen entstehen könnte, wenn man in dieser Betheiligung nur einen gelungenen Anlauf zur glücklichen Charakteristik der petrographischen Eigenschaften der jenes Gebirge zusammensetzenden Formationen erblicken wollte.

Der Verfasser des mir vorliegenden Aufsatzes hat in seinen Schlussbetrachtungen allerdings eine mehr in's Einzelne gehende Gliederung jener Formationen versucht, als diejenige war, welche von Herrn Paul und mir bei unseren Aufnahmen zur Anwendung gebracht wurde. Es könnte demnach in der That den Anschein haben, der Bau des Gebirges bei Delatyn und Jablonow sei minder einförmig, als er unserer Darstellung zufolge erscheint. Dem gegenüber darf aber wohl darauf hingewiesen werden, dass in der ganzen Zuber'schen Eintheilung des fraglichen Schichtencomplexes nicht ein Element vorkommt, welches nicht schon in unseren Beschreibungen zu finden wäre, wie denn in der That der Verfasser im Verlauf seiner Darstellung nicht selten Veranlassung hatte, sich auf diesbezügliche Stellen unserer Studien zu beziehen.

Was zunächst die Quartärbildungen anlangt, innerhalb deren Zuber Berglehm, Löss und Glacialdiluvium unterscheidet, wozu man dann noch Schotter und Gebirgsschutt rechnen könnte, so ist das Vorkommen aller dieser Ablagerungen bereits in unseren Arbeiten erwähnt. Es wurden diese Absätze freilich von uns sowohl als namentlich auch neuerdings von Zuber viel stiefmütterlicher behandelt als die älteren Formationen, auf den Karten dabei vielleicht noch mehr als in den Beschreibungen, und es wird sich über dieselben in Zukunft noch mancherlei Interessantes ermitteln lassen. Die Beziehungen beispielsweise zwischen dem Löss und dem von Paul sogenannten Berglehm,

welchem letzteren ich nur insoweit eine Art von Selbstständigkeit zugestehen möchte, als er erweislich oder wahrscheinlich sich als ein eluviales Gebilde, als ein mehr oder weniger unmittelbares Verwitterungsproduct anderer Gesteine documentirt, werden noch weiter aufzuklären sein, wie ich das soeben gelegentlich der Besprechung des Karpathenrandes bei Rzeszow angedeutet habe, und ausserdem werden die verschiedenen Schotterbildungen des Gebiets von den lehmigen Absätzen der Quartärzeit viel schärfer getrennt werden müssen, als dies geschah.

Hier würde ich mich übrigens bei Besprechung der quartären Ablagerungen gar nicht weiter aufgehalten haben, wenn nicht die Angabe des Glacialdiluviums bei Zuber ganz ohne Erläuterung geblieben wäre. Bezüglich der Erfahrungen, die wir selbst über das Vorkommen von Glacialspuren in den Ostkarpathen machen konnten, brauche ich nur auf meinen, diesen Gegensatz betreffenden Aufsatz in den Verhandlungen der Reichsanstalt (1878, pag. 322) zu verweisen. Da ich bei dieser Gelegenheit mit Sicherheit nur von den höchsten Punkten der galizischen Ostkarpathen derartige Spuren anzugeben vermochte, da ferner sogar den bezüglich des Nachweises von Eiszeitspuren ausserordentlich sanguinischen schottischen Geologen Jack und Horne am Nordrand unserer Karpathen das Fehlen sicherer Anzeichen einer einstigen Vergletscherung des Gebirges aufgefallen ist, so muss die Entdeckung des Herrn Zuber überraschen, insofern er seinerseits nur das Gebirge zwischen Delatyn und Jablonow, also den niedrigeren Nordrand der Sandsteinberge untersucht hat und südlich davon, wie er angibt, nur bis zum Quellgebiet der Pystynka gekommen ist. Bei der principiellen Wichtigkeit des Gegenstandes hätte er sich näher darüber aussprechen müssen, wo er solche Spuren bemerkte, und aus was dieselben bestanden.

Die einzige Andeutung jedoch, welche der Verfasser des besprochenen Aufsatzes hierüber gemacht hat, findet sich in seiner vorläufigen Ankündigung desselben Aufsatzes in den Verhandlungen der Reichsanstalt 1882 (pag. 163). Es heisst daselbst: „Zu bemerken bleibt noch, dass tiefer im Gebirge an mehreren Orten bedeutende Anhäufungen von karpathischen Geschieben und Lehmmassen angetroffen werden, deren glacialer Ursprung wohl gerade so wahrscheinlich sein dürfte, wie dies von Dr. Szajnocha von ähnlichen Bildungen in Westgalizien behauptet wurde.“ Gegen diesen Vergleich will ich nun allerdings keinen Einspruch erheben. Ueber die betreffenden Gebilde in Westgalizien werden wir wohl bald von anderer Seite etwas hören.

Was nun das Neogen oder die Salzformation anlangt, welche Zuber in 4 Unterabtheilungen bringt, während sie auf unseren Karten allerdings nur mit einer Farbe angelegt erscheint, so hatten wir die erste jener Abtheilungen, das Conglomerat von Sloboda Rungurska, wie der Verfasser (l. c. p. 357) selbst sagt, bereits „eingehend beschrieben“ und die zweite jener Abtheilungen, die Dobrotower Sandsteine, wie der Verfasser ebenfalls (l. c. p. 356) erwähnt, „als Dobrotower Schichten zusammengefasst“.

Nach Zuber folgen nun als weitere Glieder der ganzen Reihe zunächst rothe Schiefer mit thonigen Sandsteinen und schliesslich nach oben zu graue, Salz und Gyps führende Thone. Wer sich die Mühe

nehmen will, unsere älteren Studien durchzulesen, wird beispielsweise auf Seite 68 (36) die rothen Thone der Gegend von Delatyn erwähnt finden, ebenso wird er hier und auf den folgenden Seiten eine Beschreibung der blauen und blaugrauen Thone jener Gegend, sowie der verschiedenen, mit jenen Thonen verbundenen Sandsteine finden.

Also die Gesteinscomplexe, um die es sich handelt, waren uns wohl schon bekannt, und indem wir ihrer Mannigfaltigkeit in der Beschreibung Rechnung trugen, haben wir das Gebirge daselbst und seine geologische Zusammensetzung nicht einfacher geschildert, als es ist. Warum wir nun aber innerhalb der Salzformation keine weitere Gliederung vorgenommen haben in der Weise, wie sie Zuber vorschlägt, beruht auf der vorläufigen Undurchführbarkeit eines derartigen Versuchs. Nicht wir haben an sich complicirte Verhältnisse einfacher dargestellt, als sie sind, sondern umgekehrt, gerade Herr Zuber stellt sich diese Verhältnisse viel einfacher vor, als dies bei umsichtiger, das heisst umfassenderer Betrachtung der Thatsachen thunlich ist.

Wenn Herr Zuber einmal in die Lage kommen sollte, grössere Gebiete zusammenhängend aufzunehmen, so wird er vermuthlich bald genug die Schwierigkeit empfinden, welche darin liegt, dass nur in seltenen Fällen zwischen je zwei Parallelprofilen oder Durchschnitten durch ein Gebiet völlige Uebereinstimmung herrscht und dass oft genug Einzelheiten, welche bei der Beobachtung der einen Localität in die Augen fallen, bei der nächsten correspondirenden Localität bereits anderen Eigenthümlichkeiten innerhalb derselben Schichtenreihe Platz gemacht haben. Bei der Beschreibung eines einzelnen Profils kann man sich in endloses Detail einlassen, man kann jede einzelne Gesteinsbank registriren, und das wird schön und nützlich sein, aber man wird der Natur Gewalt anthun, sobald man derartige Beobachtungen überall verallgemeinern will, und man wird sich von der Unmöglichkeit solcher Verallgemeinerungen am besten überzeugen, wenn man versucht, dieselben graphisch auf einer Karte zum Ausdruck zu bringen. Es gibt ja wohl auch sonst geologische Ansichten, welche nie producirt worden wären, wenn deren Urheber einige Erfahrung in der Aufnahme geologischer Karten besessen hätten, oder doch genöthigt gewesen wären, ihre Auffassung auf einer solchen zum Ausdruck zu bringen, das heisst selbstverständlich unter der Voraussetzung, dass ihnen aus allen Theilen des zu kartirenden Gebiets eine ungefähr gleichmässige Kenntniss von Einzelheiten verfügbar gewesen wäre. In ähnlichem Sinne habe ich mich vor Kurzem auch gegen die von einigen Autoren versuchte Dreitheilung des Tertiärs von Lemberg und an einer anderen Stelle (Verhandl. geol. R.-A. 1881) gegen die auf Grund von Fischfunden vorgeschlagene Zweitheilung der karpathischen Menilitschiefer aussprechen müssen.

Der Fall, um den es sich hier handelt, ist ein ganz ähnlicher. Ueberblickt man zunächst die subkarpathische Salzformation in ihrer Totalität, dann erkennt man wohl, wie schwer es ist, eine allgemein giltige Eintheilung dieser Bildungen vorzunehmen, wobei ich noch überdies die anderwärts discutirten Beziehungen derselben zu dem podolisch-galizischen Tertiär ganz ausser Acht lassen will. Wir sehen z. B., dass dieser Formation an verschiedenen Stellen Salzstöcke untergeordnet sind, während man es in anderen Fällen nur mit einem von

Salz imprägnirten Haselgebirge zu thun hat, wir wissen, dass an einer Stelle eine Ablagerung von Kalisalzen mitten durch die Formation hindurchgeht, während solche Salze anderwärts fehlen. Sehr verschieden sind an verschiedenen Localitäten die liegenderen Theile der Formation beschaffen. Nach Foetterle (Verh. d. geol. R.-A. 1869 pag. 31) tritt bei Bochnia ein rother Thon an der Grenze gegen die Karpathensandsteine auf, nach Paul (Jahrb. d. geol. R.-A. 1880) sind bei Wieliczka mit denselben rothen Thonen Sande mit Geschieben in enger Verbindung, welche er dort für die unterste Abtheilung der Salzformation im Liegenden des Steinsalzes hält, und ebenso hat Paul (l. c. pag. 691) bei Tomaśkowice solche Sande mit Quarzgeschieben am Rande der Salzformation gegen das Sandsteingebirge beobachtet. H. Walter hat uns (Jahrb. geol. R.-A. 1880 pag. 635) betreffs der Salzformation von Chyrow mitgetheilt, dass dieselbe in den Hangendschichten aus theils losen Sanden, theils sehr mürben Sandsteinen mit einigen Partien von Thon in Wechsellagerung bestehe, dass unter diesen blaue und röthliche Thone liegen, welche einzelne Lagen von Kalksandsteinen enthalten und dass dann weiter im Liegenden als tiefstes Glied eine mächtige Sandsteinentwicklung auftritt, in welcher Einschaltungen von Conglomeraten durch die Fremdartigkeit ihrer Bestandtheile an das Conglomerat von Sloboda Rungurska erinnern. Bei Bolechow lernten Herr Paul und ich (Neue Studien, Jahrb. 1879, pag. 237) einen grauen, plastischen Thon als unterstes Glied der Formation kennen und in der Gegend oberhalb Stryi (ibidem pag. 246) beobachteten wir zunächst über den dortigen Menilitschiefern lose Sande und sehr lockere Sandsteine, die wir zum Neogen rechneten, und welche, obschon uns die weiteren Beziehungen zu den dort durch diluvialen Lehm verdeckten, anderen eventuellen Gliedern der Salzformation nicht klar wurden, doch wohl das tiefste Glied dieser Formation vorstellen, sofern unsere Deutung als neogen richtig ist. Weiter im Osten kennen wir dann bei Sloboda Rungurska und Kossow Conglomerate in der unteren Abtheilung der Salzformation, welche in einer dem Vorkommen von Sloboda Rungurska entsprechenden Mächtigkeit bisher weiter westlich nirgends bekannt geworden waren, obschon Andeutungen dieser durch ihre Gesteinseinschlüsse so merkwürdigen Bildungen mehr und mehr auch in den westlicheren Theilen Galiziens gefunden werden.

Nach dem Gesagten leuchtet wohl ein, wie es für Diejenigen, welche mit der geologischen Aufnahme eines grossen Theiles von Galizien betraut wurden, nahe lag, sich in den schwierigen, nothwendig zu vielen Inconsequenzen führenden Versuch einer Gliederung der Salzformation nicht weiter einzulassen, namentlich so lange noch wichtigere Aufgaben der Lösung harrten.

Aber selbst, wenn man sich hätte beschränken wollen, wenn man sich gesagt hätte, was sich nicht für ganz Galizien durchführen lässt, kann ja vielleicht für einen Theil von Ost-Galizien in befriedigender Weise festgestellt werden, selbst dann wären wir bei dem damals erreichten Grade unserer Kenntniss auf nicht zu besiegende Hindernisse gestossen, und ich trage kein Bedenken, zu erklären, dass die diesbezügliche Frage auch nach den neuen Untersuchungen von Zuber noch immer auf dem Punkte steht, wo wir sie damals gelassen haben. Das wird

sogleich klar werden, wenn wir zeigen, dass die von diesem Autor vorgeschlagene Eintheilung der Salzformation nicht einmal für die Gegend zwischen Delatyn und Jablonow, ja nicht einmal für die Gegend von Delatyn selbst der Wirklichkeit entspricht.

Am leichtesten werden wir uns vielleicht noch betreffs derjenigen Abtheilung verständigen, welche Herr Zuber als die unterste der Salzformation bezeichnete, nämlich betreffs der Conglomerate von Sloboda Rungurska. Wir schrieben darüber (Studien 1877 l. c. pag. 72) wörtlich: „Das Conglomerat von Sloboda Rungurska, welches man auch etwas südlich der Linie Mlodiatyn-Łączyn wieder antrifft, stellt, wo nicht das älteste, so doch ein älteres Glied der Salzformation vor.“ Da dieses Conglomerat in Folge seiner eigenthümlichen Zusammensetzung bei unseren ersten Studien und auch bei späteren Gelegenheiten zu einigen, wie ich annehme, nicht unwichtigen theoretischen Betrachtunge n Veranlassung gab, so haben wir das Auftreten ähnlicher Conglomerate sowohl weiter östlich als weiter westlich stets mit thunlicher Aufmerksamkeit verfolgt und in unseren Schriften angegeben.

In der Nähe der Saline von Kossow (l. c. pag. 96) hatten wir beispielsweise ein interessantes und entscheidendes Lagerungsverhältniss kennen gelernt, demzufolge eine dem Conglomerat von Sloboda Rungurska entsprechende Bildung daselbst unmittelbar zwischen den Menilitschiefern und den übrigen Schichten der Salzformation auftritt, und dessgleichen haben wir für die Gegend von Kutty (l. c. pag. 106) ein ähnliches Conglomerat als die älteste Abtheilung der dortigen Salzthongruppe bildend, ausdrücklich bezeichnet. Ich wäre aber neugierig, zu erfahren, an welchem Punkte bei Delatyn selbst Herr Zuber derartige Liegend-Conglomerate beobachtet hat.

Eine theilweise Analogie den Gesteinselementen nach zeigt daselbst mit den Conglomeraten von Sloboda Rungurska nur jene von uns (l. c. pag. 69) und auch von Herrn Zuber (l. c. pag. 355) erwähnte, sehr wenig mächtige Lage von Geschieben im Salzthon, welche man am rechten Pruthufer etwa 250 Meter südlich von der Brücke antrifft. Nach meiner Ansicht haben wir hier allerdings eine Andeutung des Conglomerats von Sloboda Rungurska vor uns, zumal wie wir in unserer Arbeit besonders erwähnten, die Stelle des Auftretens dieser Geschiebe bereits sehr in der Nähe der Menilitschiefer, wenn auch keineswegs im absoluten Contact mit denselben sich befindet, nach Zuber indessen würden wir uns hier, wie ich sogleich auseinandersetzen werde, in einem viel höheren Theile der Salzformation befinden. Sei dem aber wie ihm wolle, das mächtige Conglomerat von Sloboda Rungurska lässt sich bei Delatyn nicht mehr nachweisen und würde selbst nach meiner Auffassung nur durch eine schwache Lage von Geschieben inmitten der liegenderen Theile des Salzthons angedeutet sein, Beweis genug für den raschen Wechsel, dem die Gebilde der Salzformation in ihrer wechselseitigen Vertretung unterworfen sind. Noch weiter westlich aber in der Gegend von Truskawiec und Boryslaw konnten wir freilich wiederum (siehe unsere neue Studien 1879, pg. 275), verwandte Conglomerate auffinden, die dann später auch Professor Kreutz gesehen hat, allein durchaus nicht unter so klaren Verhältnissen,

dass die Stellung derselben an der Basis der ganzen Formation für uns unzweifelhaft gewesen wäre.

Ehe ich diesen Gegenstand verlasse, muss ich noch einem Missverständniss kleinerer Art entgegentreten, welches den Lesern des Zuber'schen Aufsatzes begegnen könnte. Herr Zuber spricht (l. c. pag. 355) von lichten Kalkconcretionen, welche in demselben Salzthon, der jene Geschiebe enthält, nördlich von der erwähnten Stelle eingeschlossen seien und sagt, dass diese Concretionen „keineswegs als exotische Blöcke" gedeutet werden können. Da die Arbeit des Herrn Zuber sich als eine Ergänzung und theilweise Berichtigung unserer Studien einführt, so liegt für den Leser die Vermuthung nahe, als hätten wir jene Concretionen als exotische Blöcke betrachtet, zumal wir ja sonst dem Vorkommen exotischer Gesteinsvorkommnisse in den von uns beschriebenen karpathischen Gebieten einige Aufmerksamkeit geschenkt haben. Es genügt aber wohl zu bemerken, dass wir jene Concretionen oder etwas ihnen Aehnliches in unserer Arbeit überhaupt nicht erwähnten, und dass wir bei Beschreibung der Geschiebeschicht (l. c. pag. 69) betonten, wie jene Geschiebe „ausschliesslich" einem äusserlich grünsteinartigen psammitischen Gesteine mit Pyritwürfeln angehörten, sowie dass wir nach gegebener genauerer Beschreibung dieses Gesteins (auf Seite 70) noch die Worte hinzufügten: „Andere Geschiebe finden sich hier absolut nicht". Es waren uns also auch die weissen Quarzitblöcke, welche Herr Zuber ausserdem an derselben Stelle gesehen hat, entgangen, und wir waren desshalb kaum in der Lage, diese von uns übersehenen Bildungen als exotische Blöcke zu bezeichnen. Andererseits aber hatten wir (z. B. l. c. pag. 95) gewisse Concretionen in der Salzformation weiter östlich bei Berezow ausdrücklich als solche angeführt.

Nun aber will ich noch in einigen Worten bezüglich der übrigen Glieder der Salzformation mich aussprechen. Herr Zuber schliesst sich dabei, wie schon angedeutet, und wie er selbst (l. c. p. 355) sagt, an unsere Beschreibungen an. Es ist ihm aber dabei hauptsächlich „um die Schichtenfolge und das gegenseitige Verhältniss der einzelnen Systeme zu einander" zu thun. Zum Ausgangspunkt der Beurtheilung von Zuber's Ansichten über dieses gegenseitige Verhältniss wird man am Besten die Betrachtung der grauen Salzthone wählen, welche nach Zuber das jüngste der 4 Glieder der Salzformation darstellen.

In der Regel scheinen die Verhältnisse auch dieser Auffassung Recht zu geben. Soweit dies der Fall ist, waren aber wohl in unseren Studien theilweise schon diesbezügliche Wahrnehmungen mitgetheilt worden. Ich erinnere beispielsweise daran, wie wir (l. c. pag. 96) bei Kossow die durch blaugraue Gehängefarbe ausgezeichneten, sandigen Schieferlagen, mürben Sandsteine und Thone, bestimmt von den dort zunächst älteren, grünlichen Sandsteinschiefern und diese von den Conglomeraten unterschieden haben. Einigermassen anders liegen aber die Dinge bei Delatyn. Wer dort von dem Vorkommen der Menilitschiefer aus, wie sie in der Nähe der Franz-Josephs-Saline entwickelt sind, nordwärts gegen die Salzformation zu vorschreitet, trifft zunächst angrenzend an die Menilitschiefer gerade die grauen thonigeren Glieder der Salzformation und ich glaube auch der Darstellung des Herrn

Zuber entnehmen zu dürfen, dass derselbe diese Beobachtung bestätigt. Nach diesem Autor ist auch das Vorkommen von Steinsalz immer den grauen Salzthonen untergeordnet, und da ihm die letzteren als das constant jüngste Glied der ganzen Reihe erscheinen, so versetzt er auch das Steinsalz selbst in den obersten Horizont derselben.

Nun aber ergibt die einfache Betrachtung der Lage der Franz-Josefs-Saline, sowie der Punkte, an denen hier früher durch Versuchsschächte das Steinsalz angefahren wurde, dass dieses letztere bei Delatyn in der unmittelbarsten Nähe der Menilitschiefer gefunden wurde, während die übrigen in dieser Gegend entwickelten Gesteinscomplexe der Salzformation als rother Thon, Sandsteine von Dobrotow u. s. w. erst in grösseren Abständen von der oben erwähnten Formationsgrenze angetroffen werden. Abgesehen also von etwaigen anderen Umständen würde die geschilderte Art des Auftretens der blaugrauen Thone und des Steinsalzkörpers bei Delatyn dafür sprechen, dass diese Gebilde daselbst das älteste Glied der Salzformation repräsentiren, gerade entgegengesetzt der Zuber'schen Annahme.

Hiezu kommt noch die Anwesenheit zweier merkwürdiger Einlagerungen in die grauen Thone, welche Einlagerungen ihrer Natur nach die Wahrscheinlichkeit eines relativ höheren Alters jener Thone vermehren. Eine dieser Einschaltungen besteht in jener früher besprochenen Geschiebeschicht im Salzthone, welche als ein Analogon oder doch als eine schwache Andeutung des Conglomerats von Sloboda Rungurska betrachtet werden kann, welches letztere nach Zuber stets, nach uns aber wenigstens oft oder zumeist den liegendsten Bildungen der Salzformation angehört. Die zweite Einschaltung aber besteht in jenen schiefrigen Lagen, die ihrer Petrographie nach ganz an die der Menilitschiefer erinnern, und von welchen wir in unseren älteren Studien auf Seite 69 [37] gesprochen haben. Herr Zuber hat (l. c. pag. 354, Zeile 28) unsere diesbezügliche Beobachtung bestätigt. Später, wie z. B. in meiner Mittheilung über das Petroleumvorkommen von Dragomir (Verh. d. geol. R.-A. 1878) und an anderen Orten habe ich mich noch bestimmter, als dies in jener ersten Notiz geschah, über das Auftreten solcher Einlagerungen innerhalb der Salzformation und über die Zusammengehörigkeit der betreffenden Bildungen geäussert. Es liegt doch nun wohl nahe, dass solche petrographische Reminiscenzen an die Menilitschiefer eher in den älteren, als in den jüngeren Gesteinsgliedern der Salzformation zu erwarten sind, und dass also das Vorkommen solcher Einlagerungen den damit verbundenen Thonen der Salzformation ein älteres Gepräge gibt.

Endlich darf auch betont werden, dass die grauen Thone der Salzformation bei Delatyn dort, wo sie an die Menilitschiefer grenzen, ganz concordant mit denselben einfallen. Eine solche Uebereinstimmung der Fallrichtung gerade an der kritischen Stelle gesteht sogar Herr Zuber zu, trotzdem er sonst Beispiele von Streichungsrichtungen innerhalb der Salzformation aufzählt, welche von der allgemein üblichen Streichungsrichtung der Formationen in jener Gegend abweichen. Es liegt also kein Grund vor zu der Annahme, dass etwa die jüngsten Glieder der Salzformation über die älteren Glieder dieser Formation

transgredirend übergreifen und dadurch ihre räumliche Stellung zunächst den Menilitschiefern erhalten.

Herr Zuber gibt zwar an, an der Grenze von Menilitschiefern und Salzformation eine Verwerfung beobachtet zu haben, indessen solange der Nachweis nicht geführt werden kann, dass eine derartige Verwerfung einen Betrag hat, gross genug, um die Gesammtmächtigkeit der seiner Ansicht nach den grauen Thonen im Alter vorangehenden Glieder der Salzformation in die Tiefe zu versenken, so lange wird man jener Verwerfung ein weiteres Gewicht für die hier discutirte Frage kaum beilegen können. Ueberdies ist Zuber's Darstellung gerade für diesen Punkt nicht ganz frei von Unklarheiten.

Nachdem der Verfasser nämlich das Vorhandensein jener Verwerfungsspalte an der Grenze der besprochenen Formationen betont hat (pag. 354 l. c.), fährt er fort: „Auch im Streichen zeigt sich an der Berührungsstelle dieser beiden Schichtensysteme eine bedeutende Discordanz". Eine Discordanz wäre nun aber an sich noch keine Verwerfung.

Ferner muss es andererseits auffallen, dass gerade hier die Nichtübereinstimmung der Streichungsrichtung der Salzformation gegenüber der gewöhnlichen Streichungsrichtung der Menilitschiefer betont wird, nachdem Herr Zuber kurz vorher von dem „gleichen Einfallswinkel gegen SW dieser beiden Bildungen" gesprochen hat. Wie können denn 2 Schichtsysteme gleichzeitig nach übereinstimmender Richtung einfallen und in verschiedenen Richtungen streichen? Ich möchte also in dieser Hinsicht erst eine erneute Untersuchung des Gegenstandes abwarten, ehe ich mich entschliesse, der Auffassung Zuber's mit grösserer Bereitwilligkeit entgegenzukommen. Die Gliederung der Salzformation im Sinne des genannten Autors ist vorläufig eine zu wenig begründete, um allgemein für Ost-Galizien angewendet zu werden.

In Bezug auf eine der von Herrn Zuber herangezogenen Einzelheiten aus unserer Darstellung der Salzformation will ich aber zugestehen, dass sich dieser Autor im Recht befinden mag, das ist bezüglich der hieroglyphenführenden Gesteine inmitten der bunten Thone des Łojowiecbaches. Da uns früher solche Gesteine mit so deutlichen Hieroglyphen, wie sie sonst nur in den eigentlichen Karpathensandsteinen vorkommen, aus dem Bereich der Salzformation unbekannt waren, trotzdem wir die vielen ausserdem bestehenden petrographischen Beziehungen dieser Formation zu den älteren Flyschcomplexen stets gewürdigt hatten, so versuchten wir, jene anscheinende Anomalie provisorisch durch einen Aufbruch älterer Schichten inmitten der Salzformation zu erklären. Wir befanden uns damit sehr wahrscheinlich im Unrecht.

Als wir aber später bei Borysław (siehe unsere neuen Studien Jahrbuch 1879, p. 276) wiederum einer ganz ähnlichen Erscheinung begegneten, wurde unsere erste Ansicht bereits schwankend und wir gaben diesem Zweifel auch Ausdruck. Der Uebergang zu der heutigen, von Herrn Zuber bestimmter geäusserten Anschauung in dieser Frage war also bereits gefunden.

Ferner darf man mit Dank anerkennen, dass die Kenntniss der Umgebung von Słoboda Rungurska seit unserer ersten Arbeit über die Karpathensandsteine bedeutende Fortschritte gemacht hat. Es hängt dies mit den grösseren Erfolgen zusammen, welche der dortige Bergbau

auf Petroleum in jüngster Zeit aufzuweisen hatte. Die Veranlassung zu einem intensiveren Studium dieser Localität lag früher weniger nahe. Doch mag es immerhin ein unverzeihlicher Fehler sein, dass wir seinerzeit nicht einige Tage mehr, als dies geschah, der interessanten Gegend gewidmet haben. Bei wenig bekannten Gebieten hängt es leider oft vom Zufall ab, ob man seine Zeiteintheilung genau im Verhältniss der Wichtigkeit der einzelnen Punkte trifft. Von allgemeinerem wissenschaftlichen Interesse schien uns damals die Auffindung der eigenthümlichen Conglomerate von Słoboda Rungurska zu sein und mehr noch daraus, als vielleicht aus dem Mangel an leicht zugänglichen Aufschlüssen lässt sich neben der Rücksicht auf die knapp bemessen gewesene Zeit „erklären, dass sogar scharfsinnige und geübte Geologen, wie die Herren Bergrath Paul und Dr. Tietze, in dem Thale von Sloboda rungurska gar nichts vorfanden ausser Schotter und Conglomerat". Es ist das Verdienst des Herrn Szainocha, der unmittelbar nach der Auffindung grösserer Oelmengen eine Reise hierher unternahm (Verhandl. geol. R.-A. 1881), hier zuerst einen Aufbruch älterer Schichten unter der Salzformation constatirt zu haben und das Verdienst des Herrn Zuber, uns noch weitere und genauere Mittheilungen über jene Schichten übermittelt zu haben, aus welchen Mittheilungen hervorgeht (l. c. pag. 359), dass sich die von Szainocha angegebene Schichtenfolge des Eocäns nur in den Bergbauen selbst constatiren lässt. Doch sind auch Aufschlüsse an der Oberfläche vorhanden, welche von den genannten beiden Autoren aufgefunden wurden und welche Theile der in den Bergbauen gefundenen Schichtenfolge zur Anschauung bringen. Diese Aufschlüsse hatten wir gänzlich übersehen.

Herr Paul, welcher Sloboda rungurska im Jahre 1876 bereits vor unserer gemeinsamen Aufnahmsreise einmal besucht hatte, was uns dann später wohl mitbestimmte, diese Gegend nur mehr flüchtiger zu bereisen (ich selbst habe die Oelschächte daselbst nie besucht), hatte noch in seiner neuesten Zusammenstellung der Petroleum- und Ozokerit-Vorkommnisse Ost-Galiziens (Jahrb. d. geol. R.-A. 1881, pag. 165) dieses Oelvorkommen der neogenen Salzformation zugerechnet. Die Gesteine, die er früher auf den Halden der Oelschächte liegen gesehen hatte, bestimmten ihn zu dieser Annahme und auch Herr Zuber sah in der Nähe des Luczka-Flusses einige seichte Schächte in einem grauen salzführenden Thon. Es scheint indessen, dass später die bergmännischen Arbeiten an jenen Punkten in tiefere Horizonte gelangten und dass das spätere Material der Halden evident eocänen und oligocänen Schichten angehörte, deren Existenz bei Sloboda rungurska heute nicht mehr bezweifelt werden kann, ebenso wie die durch Szainocha und Zuber verbürgte Thatsache, dass auch das Erdöl dort jenen tieferen Horizonten angehört, wenigstens der Hauptsache nach sehr wahrscheinlich ist. Der Umstand jedoch, dass nach der Angabe Paul's in den obersten Gesteinslagen der Schächte auch etwas Ozokerit vorkam, also eine Substanz, die bisher vorzugsweise in den neogenen Ablagerungen des karpathischen Gebietes gefunden wurde, lässt vermuthen, dass zum kleineren Theile auch die Salzformation an jenem Oelvorkommen betheiligt sein mag. Nach Zuber würde allerdings

das Erdöl der Salzthone jener Gegend auf secundärer Lagerstätte sich befinden und aus den Menilitschiefern stammen.

Solche Fälle, wo, wie hier, kleinere Partien einzelner sonst auf unseren Karten ausgeschiedener Formationen bei den Aufnahmen übersehen wurden, werden vielleicht einigen unserer polnischen Fachgenossen in Galizien, welche im Anschluss an unsere Aufnahmen mit Musse sich kleinere Districte zur specialisirteren Nachuntersuchung auswählen können, noch einigemale aufstossen und Veranlassung zu interessanten Ergänzungen geben. Ich mache beispielsweise auf die Gegend von Cisów bei Bolechow aufmerksam, wo wir vermuthlich dem System der Menilitschiefer einen etwas zu grossen Raum auf der Karte gewährt haben. Durch ausserordentlich ungünstiges Wetter gestört, konnte ich dort die Aufschlüsse am Sukiel nicht so genau verfolgen, wie dies vergleichsweise in den höheren Theilen desselben Thales thunlich war, und es fehlte die Zeit, später eine Revisionstour daselbst vorzunehmen. Es ist mir indessen wahrscheinlich, wie dies aber auch schon in den „neuen Studien“ (pag. 238) angedeutet wurde, dass ältere Schichten, wie obere (eocäne) Hieroglyphenschichten und auch massige Sandsteine der mittleren Gruppe der Karpathensandsteine daselbst unter den Menilitschiefern hervorkommen. Das also wäre wieder so ein Punkt, wo sich Jemand Verdienste sammeln könnte.

In ähnlicher Weise konnte Herr Zuber auch schon bei Delatyn ein kleineres Vorkommen von oberen Hieroglyphenschichten unter den Menilitschiefern an einer Stelle constatiren, wo uns dergleichen früher entgangen war. (Siehe l. c. pag. 353). Er fand diesen Aufbruch von Eocänschichten in der Nähe der Grenze der sonst bei Delatyn sich meist unmittelbar berührenden oligocänen Menilitschiefer und untercretacischen Ropiankaschichten. Es ist dies sicherlich eine höchst erwünschte Ergänzung der topischen Geologie jener Gegend, inwiefern jedoch damit unsere allgemeinen Vorstellungen in Bezug auf die Lagerungsverhältnisse der verschiedenen karpathischen Schichtensysteme „und zumal auf ihre gegenseitige Stellung“ alterirt werden können, vermag ich nicht einzusehen.

Herr Zuber erblickt in seiner Beobachtung den „wichtigen Beweis, dass die Menilitschiefer den Eocänschichten gegenüber keineswegs ein unabhängiges Auftreten aufweisen“.

Dass wir durchaus nicht eine völlige Unabhängigkeit des Auftretens der Menilitschiefer gegenüber den ihnen vorausgängigen Eocänbildungen annehmen können, geht wohl mit Evidenz aus der in unseren „neuen Studien“ so häufig betonten innigen, durch Uebergänge vermittelten Beziehung der betreffenden Bildungen hervor. Es wäre in der That ermüdend, hier Alles diesbezügliche zu wiederholen, ich erinnere deshalb nur an die längere Auseinandersetzung dieser Frage in den neuen Studien auf Seite 287 und 288. Herr Zuber, der ja doch seinerseits auf unseren Arbeiten fusst, welche ihm ersparen, mit seiner Erkenntniss der karpathischen Verhältnisse einen eigenen Entwicklungsgang in allen seinen Phasen bis zu dem heutigen Grade dieser Erkenntniss durchzulaufen, hätte sich doch vorhalten sollen, dass unsere älteren und unsere neuen Studien in der Sandsteinzone ein zusammenhängendes Ganze bilden und dass man bei der Beurtheilung

unserer Ansichten über die Geologie dieser Zone nicht einseitig irgend einen Passus unserer älteren Arbeit herausgreifen kann. Er konnte darüber unterrichtet sein, dass eine relativ befriedigendere Auffassung der den Menilitschiefern zunächst vorausgängigen Gebilde Ost-Galiziens überhaupt erst in der diesbezüglichen Darstellung unserer neuen Studien erlangt worden ist, und dass er andererseits durch Betonung einer gewissen stellenweise engeren Verknüpfung der Menilitschiefer mit den älteren Eocänbildungen nichts Neues aussprach.

Um aber auf den ganz speciellen Fall zu kommen, von dem Zuber bei dieser Frage ausgeht, und um diesen Fall ganz an und für sich zu betrachten, so finde ich gar nicht, dass die Beobachtungen oder die Darstellung jenes Autors sich im wesentlichen Gegensatz zu unserer diesbezüglichen Schilderung befinden, wie man aus der Form des Ausdrucks bei Zuber herauslesen könnte.

Wir hatten das im Allgemeinen ja auch von Zuber bestätigte Angrenzen der Menilitschiefer an die älteren Schichten des Karpathensandsteines bei Delatyn hervorgehoben, und weil wir ein absolut sicheres Urtheil in dem gegebenen Falle nicht gewinnen konnten, so hatten wir dann hinzugefügt: „Entweder sind daher die tieferen Eocänglieder hier bei Delatyn verdrückt und erst in der Tiefe als vorhanden und gegen die Kreide abstossend anzunehmen, oder sie existiren hier überhaupt nicht mehr und die Fischschiefer haben ihnen gegenüber eine grosse Unabhängigkeit des Auftretens.“ Herr Zuber aber hat an einer Stelle seitlich von dem von uns beschriebenen Profil in der That die grünen Mergel der oberen (eocänen) Hieroglyphenschichten unter den Menilitschiefern gesehen und dadurch bewiesen, dass ein Theil des älteren Eocäns bei Delatyn wirklich vorkommt. Die Nummulitenschichten von Pasieczna aber, welche sich nur wenige Meilen weiter zwischen jene grünen Mergel und die Menilitschiefer einschalten, hat auch er als bei Delatyn bereits fehlend anerkannt. Durch seine Untersuchung ist also nur erwiesen, dass die eine der beiden von uns zur Erklärung jenes thatsächlichen Befundes zugelassenen Möglichkeiten eine Einschränkung erleidet. Die Annahme der anderen Möglichkeit jedoch ist damit gewiss nicht als eine haltlose hingestellt worden, denn wenn nach Herrn Zuber das Fehlen der zwischen den Menilitschiefern und Ropiankaschichten sonst entwickelten Bildungen hier für eine Verwerfung spricht, was ja recht gut denkbar wäre, da wir selbst auch sonst vielfach in den Karpathen das oberflächliche Aneinandergrenzen der beiden besprochenen Complexe auf Verwerfungen zurückführen konnten, so ist damit nur die erste der von uns hervorgehobenen Eventualitäten von ihm adoptirt worden.

Herr Zuber schreibt nämlich, dass die betreffenden Verhältnisse „eher für eine Verwerfung sprechen, als für die Auskeilung eines Complexes“, der wie die bewussten hier oberflächlich fehlenden Schichten eine grosse Mächtigkeit und merkwürdige Constanz des Auftretens besitze. Die Sache liegt also einfach so, dass wir eine Frage offen gelassen haben, die Herr Zuber jetzt als gelöst ansieht.

Ein directes Missverständniss waltet bezüglich unserer Ansichten über den sogenannten Kliwa-Sandstein ob, welcher, wie Herr Zuber (l. c. pag. 369) sagt, „als oberstes Glied des karpathischen Oligocäns

betrachtet wurde". Herr Zuber führt an, dass er diesen Sandstein in der That am Kliwa-Berge bei Delatyn „wirklich auf die höheren Lagen der Menilitschiefer-Gebilde beschränkt" gefunden habe, anderwärts aber fänden sich analoge Sandsteine in den mittleren und sogar den unteren Partien desselben Complexes. Mit gesperrtem Drucke, als das Resultat dieser Betrachtung, setzt er dann hinzu: „Ich betrachte diesen Sandstein, wenigstens in den mir bekannten Gebieten, nicht als jünger als die Menilitschiefer, sondern als eine gleichalterige rein locale Einlagerung dieser Eocängebilde."

Nun bitte ich, mir doch die Stelle in unseren Arbeiten zu nennen, wo wir diesen Kliwa-Sandstein als besonders „constantes Glied der karpathischen Schichtenfolge aufgeführt, ja wo wir überhaupt den Namen Kliwa-Sandstein gebraucht haben. Insofern sich die Darstellung des Herrn Zuber an meine und Herrn Paul's Adresse richtet, kämpft also dieser Autor gegen Annahmen, die uns ohne unser Zuthun untergeschoben wurden.

Wir sagen allerdings (Studien 1877, pag. 119) bei Besprechung der Fische führenden Menilitschiefer: „In den höheren Lagen dieser Fischschiefer stellen sich häufig Bänke eines weisslichen, sehr dünn geschichteten Sandsteins ein, der allerdings nur local zuweilen nach oben allein herrschend wird." Wir haben ja auch thatsächlich bei Lubisznia unweit Delatyn am Kliwa-Berge, ferner in den Gegenden von Bolechow und Perehinsko und an anderen Orten solche Sandsteine in der obersten Position des Menilitschiefercomplexes beobachtet und warum hätten wir derartige Thatsachen, welchen ja Herr Zuber nicht widerspricht, verschweigen sollen? Wir betonten auch die Analogien, welche solche Sandsteinentwicklungen zu dem Gródeker Sandstein Schlesiens und zu dem Magurasandstein des ungarischen Abfalls der Karpathen besitzen, ohne übrigens dabei an eine völlige Gleichstellung mit den verglichenen Bildungen zu denken. Die Herren H. Walter (Durchschnitt in d. Mittelkarpathen, Jahrb. 1880, pag. 647) und Vacek (Beitrag zur mittelkarpathischen Sandsteinzone, Jahrb. d. geol. R.-A. 1881, pag. 204) haben später ganz ähnliche Beobachtungen unter Berufung auf unsere Angaben mitgetheilt, und sie sind es, die den Ausdruck Kliwa-Sandstein zuerst eingeführt haben.

Herr Paul und ich haben diesen Ausdruck höchstens hie und da in Privatgesprächen fallen lassen, bei welchen Gelegenheiten ihn der eine oder der andere Geolog gehört haben kann, ich würde es auch nicht für ein grosses Unglück halten, wenn wir selbst schon so weit gegangen wären, wie Herr Vacek und damit auch öffentlich eine sich nicht selten in grösserer Selbstständigkeit markirende Abtheilung oder Ausbildung des Menilitschiefercomplexes mit besonderem Namen hervorgehoben hätten, wir hätten damit nur einer Anzahl unbestrittener Beobachtungen Rechnung getragen, aber wir haben das eben nicht gethan und müssen desshalb alle Vorwürfe, die sich an einen derartigen Vorgang eventuell hätten knüpfen lassen, als unbegründet zurückweisen. Wenn wir nun jene besondere Markirung des „Kliwa-Sandsteines" namentlich auch auf unseren Karten unterliessen, so geschah dies eben, weil wir selbst, schon vor Herrn Zuber, von der nicht völligen Constanz der betreffenden Verhältnisse unterrichtet waren, so dass wir

uns bei der Kartirung unvermeidlich in mancherlei Unconsequenzen oder Willkürlichkeiten hätten verwickeln müssen. Wir hatten eben ähnliche oder doch hier zu vergleichende Sandsteine, z. B. am Tartaren-Pass in viel zu innigerer Verknüpfung mit den Menilitschiefern gefunden, als dass wir dort einen sichern Grenzschnitt durch die betreffenden Bildungen hätten ziehen können, wir hatten sogar bei Delatyn selbst die Wechsellagerung der Menilitschiefer mit gewissen weisslichen dünn geschichteten Sandsteinen und sogar die Unterlagerung der Schiefer durch solche Sandsteine gesehen und haben das auch beschrieben (pag. 75 u. 76 l. c.), und ebenso wussten wir, dass bisweilen die Menilitschiefer nach oben zu eine derartige grössere Sandsteinentwicklung überhaupt nicht zeigen, desshalb eben betonten wir in der oben citirten Stelle ausdrücklich, dass die Ueberlagerung der schiefrigen Theile des Menilitschiefercomplexes durch solche Sandsteine „nur local" sei. Wenn sich endlich Herr Zuber die Mühe geben will meine Mittheilung über einige Flyschbildungen (Verhandl. geol. R.-A. 1881, pag. 281—288) nachzulesen, wo ich mich über die Schwierigkeit einer allgemein durchführbaren Gliederung der Menilitschiefer besonders ausgesprochen habe, so wird er finden dass er kaum nöthig gehabt hätte, seine Meinung in dieser Frage durch gesperrten Druck hervorzuheben.

In der soeben citirten Mittheilung habe ich mich auch bereits über das Auftreten grüner Conglomerate und Breccien in verschiedenen Abtheilungen der Sandsteinzone Ost-Galiziens geäussert und gezeigt, dass wir selbst in unseren Arbeiten keineswegs eine Beschränkung solcher Conglomerate auf einen bestimmten cretacischen Horizont angenommen hatten. Wenn nun Herr Zuber beispielsweise sagt, dass solche Conglomerate auch in den eocänen oberen Hieroglyphenschichten vorkommen, so kann er bereits in unseren älteren Studien (pag. 64, Zeile 8) von Conglomeratlagen lesen, welche wir in dem „Complex von thonigen grünen Mergeln und Sandsteinen" von Pasieczna fanden. Diese Schichten wurden bereits bei ihrem ersten Antreffen von uns für eocän erklärt und später in den „neuen Studien" ausdrücklich den oberen Hieroglyphenschichten beigezählt. Dass dies nicht schon früher geschah, ist desshalb begreiflich, weil wir, Herr Paul und ich, überhaupt erst in den „neuen Studien" die Bezeichnung „obere Hieroglyphenschichten" eingeführt haben.

Unsere Ansichten über diese letzteren, wie über andere Glieder der Sandsteinzone haben sich eben bei Erweiterung unserer Beobachtungen nach und nach, und zwar zu unserer Befriedigung ohne das Hervortreten wesentlicher Widersprüche entwickelt; in unseren Detailbeschreibungen lässt sich der Gang dieser Entwickelung für Jedermann erkennen. Da wäre es ja erklärlich, wenn manchmal Anfangs gewissen localen Erscheinungen ein etwas grösserer Werth beigelegt wurde, als dies später gerechtfertigt schien, wer aber an unseren Arbeiten Kritik übt, sollte wohl dieselben in ihrer Gesammtheit berücksichtigen und sich nicht an einzelne herausgegriffene Stellen unserer ersten Studien halten.

Es ist richtig, dass wir ein grünes Breccienconglomerat bei Delatyn mit einem solchen von Pasieczna verglichen haben, wie Herr Zuber hervorhebt. Es ist auch richtig, dass wir dieses Conglomerat,

worin uns übrigens dieser Autor beipflichtet, zur Kreide gestellt haben. Da nämlich ähnliche Conglomerate, sofern sie im Eocän sich befinden, in anderen Ländern gern Nummuliten enthalten, so schien uns das Fehlen dieser Foraminiferen im Hinblick auf die sonstige Petrefactenführung des Conglomerates ein nicht unwichtiges negatives Moment bei Bestimmung des Alters zu sein. Es mag auch sein, dass wir anfänglich der Bedeutung des Auftretens solcher Conglomerate innerhalb der älteren Karpathensandsteine zu viel Gewicht beigelegt haben, obschon wir noch an anderen Punkten in ähnlichem Horizont ähnliche Conglomerate beobachteten, aber es ist nicht zutreffend, dass wir, wie man nach Zuber's Ausdrucksweise glauben könnte, „das besagte Conglomerat" als „nur an die oberen Lagen der Ropiankaschichten gebunden" erachtet haben, während es sich doch in diesen Schichten, wie Zuber hervorhebt, „mehrfach wiederholt". Man liest vielmehr ganz deutlich in unserer Arbeit (1877, l. c. pag. 78. Zeile 6), dass „augenscheinlich mehrere Lagen ähnlicher Art in dieser Formation vertheilt" sind. Ich sehe also da keine so wesentliche Differenz zwischen unserer Darstellung und der Ansicht Zuber's. Wir haben nicht einmal das Conglomerat von Pasieczna, welches dort im unmittelbaren Liegenden der Eocänschichten entwickelt ist, und welches wir allerdings bei Besprechung der Verhältnisse von Delatyn zum Vergleich herangezogen haben, mit dem grünen Breccienconglomerat aus den Delatyner Ropiankaschichten „identificirt", wie Herr Zuber angibt. Wir konnten das gar nicht, da wir jenes Conglomerat von Pasieczna (l. c. pag. 65) als im Hangenden des massigen Sandsteines der mittleren Gruppe der Karpathensandsteine befindlich beschrieben und andererseits das Conglomerat von Delatyn den unteren Karpathensandsteinen zurechneten. Hier liegt wieder eines jener Missverständnisse vor, welche den Aufsatz des Herrn Zuber in so eigenthümlicher Weise charakterisiren. Der Wahrheit entspricht nur, dass wir beide Conglomerate der Kreide zurechneten, aber zwischen Kreide und Kreide ist denn doch je nach den verschiedenen Horizonten dieser Formation auch in Galizien ein Unterschied.

Solche Fragen jedoch, wie die nach der verschiedenen oder mannigfaltigeren Vertretung grüner Conglomerate in den cretacischen Schichten der Karpathen, treten scheinbar an Wichtigkeit noch zurück gegenüber der von Zuber aufgeworfenen Frage, ob denn die von Paul und mir vorgeschlagene Zweitheilung der ostgalizischen Sandsteinfacies der karpathischen Kreide nicht besser einer Dreitheilung Platz mache.

Ich muss gestehen, dass es mir im Princip völlig gleichgiltig ist, ob man den bewussten Schichtencomplex in zwei, drei oder in noch mehr Theile eintheilen will. Das kann man ganz beliebig thun, wer die ganze Kreide in den Karpathen und zwar in jedem Durchschnitt derselben als vorhanden annimmt, kann sogar ebenso viele Schnitte durch den bewussten Sandsteincomplex legen, als man vertical aufeinander folgende Abtheilungen der Kreideformation in anderen Ländern kennt oder zu machen im Stande ist. Die Frage ist nur, was nützt das, ist jeder andere Geolog in der Lage solche Abtheilungen, wo

nicht überall, so doch in den meisten Fällen in der Natur wiederzuerkennen, und wie kommt man bei weiter getriebenen Eintheilungen mit der geologischen Aufnahme grösserer Gebiete zurecht? Lassen sich diese Fragen in günstigem Sinne entscheiden, dann werde ich gern die Aufstellung einer jeden neuen Unterabtheilung als wesentlichen und wichtigen Fortschritt anerkennen.

Wie aber die Dinge in unserem Falle heute stehen, vermag ich nicht einzusehen, inwiefern die diesbezügliche Auffassung Zuber's gegenüber unserer alten Darstellung im Vortheil ist.

Herr Zuber schreibt: „Was die Dreitheilung der karpathischen Kreide betrifft, so habe ich mich vielfach überzeugt, dass sich dieselbe viel consequenter und natürlicher durchführen lässt, wie die bisher übliche Zweitheilung in unteren und mittleren Karpathensandstein. Besonders waren es die von Professor Kreutz zuerst ausgeschiedenen plattigen Sandsteine, die fast überall in den Ostkarpathen mächtige Complexe bilden und einmal den unteren, ein andermal den mittleren Karpathensandsteinen zugetheilt wurden."

Herr Professor Kreutz hat nun allerdings, als er im Verein mit Herrn Zuber nach unseren Aufnahmen bei Schodnica Untersuchungen anstellte, solche plattige Sandsteine ausgeschieden. Es darf aber wohl hervorgehoben werden, dass uns die Existenz dieses Sandstein-Typus ebenso wohl bekannt war, als dies z. B., wie wir sahen, bei den verschiedenen Gesteinsvarietäten innerhalb der Salzformation der Fall war, dass also ähnlich wie dort durch die Beobachtungen unserer Nachfolger neue, früher übersehene Thatsachen von principieller Bedeutung nicht zu Tage gefördert wurden.

Aus der Darstellung Zuber's geht hervor, dass er diese plattigen Sandsteine als liegende Abtheilung der höheren des massigen Sandsteines von Jamna, der in Ost-Galizien für die mittlere Gruppe sehr bezeichnend ist, gegenüberstellt. Nun aber haben wir bereits in den älteren Studien wiederholt von relativ minder dick geschichteten Sandsteinbänken gesprochen, welche oft unter dem Jamna-Sandstein liegen, und die wir gleich diesem zu unserer mittleren Gruppe rechneten. Wir schrieben z. B. in der zusammenfassenden Betrachtung dieser Gruppe (l. c. pag. 117), dass dieselbe im Wassergebiet des Pruth „ziemlich constant in drei Glieder zerfalle", deren mittleres der massige Sandstein sei. Es mag nicht ausgeschlossen sein, dass wir local mit dem oberen jener drei Glieder noch Theile der eocänen erst später genauer von uns präcisirten oberen Hieroglyphenschichten vermengten, und wir haben die localen Schwierigkeiten dieser Abgrenzung nach oben schon damals betont, jedenfalls aber war uns eine Gliederung bekannt und wir hatten die zunächst unter dem massigen Sandstein und andererseits über den Ropiankaschichten liegenden Bildungen doch bereits, wo es anging, getrennt hervorgehoben. Ob uns überall eine scharfe Grenzlinie dieser Bildungen auch nach unten gegen die Ropiankaschichten zu ziehen geglückt ist, lassen wir dahingestellt. Es wird sich da Niemand ganz von Willkürlichkeiten freihalten können, aber es tangirt doch die allgemeine Auffassung unserer Gliederung

wenig, ob hie und da irgend eine nicht durch besondere Eigenthümlichkeiten charakterisirte Gesteinsbank an der Grenze zweier Sandsteincomplexe nach unten oder nach oben hingezogen wurde. Man braucht aber beispielsweise nur unsere Beschreibung der Stelle zu lesen, wo der Pruth bei Jaremcze einen Wasserfall bildet (l. c. pag. 81 und 82), um zu sehen, dass uns die stellenweise Einschaltung eines im Ganzen von seinem Hangenden wie Liegenden abweichenden Gesteinscomplexes zwischen dem Jamna-Sandstein und den Ropianka-schichten ganz gut schon vor 6 Jahren zum Bewusstsein gekommen war.

Es hiesse die Geduld der mit unseren Arbeiten über die Karpathensandsteine vertrauteren Leser ungebührlich in Anspruch nehmen, wollten wir die lange Auseinandersetzung reproduciren, welche wir dann in unseren neuen Studien (1879, pag. 289) ganz speciell der Gliederung und den Faciesverhältnissen der mittleren Gruppe gewidmet haben. Die Eintheilung, wie sie jetzt Herr Zuber vorschlägt, mit dem Jamnasandstein oben und mit einem Complex dünngeschichteter Sandsteine mit Schiefern unten, ist dort in unzweideutiger Weise bereits discutirt, in mehreren Fällen ist ausserdem im Verlauf der Beschreibung einzelner Durchschnitte das diesbezügliche Verhältniss geschildert worden.

Es hätte uns bei Beschränkung der Aufnahme auf kleinere Gebiete wohl nicht schwer fallen können, auf den Karten den massigen Sandstein dort, wo er nach unseren eigenen Beobachtungen im Hangenden einer dünner geschichteten Gesteinsentwicklung auftritt, wie z. B. am Forsthause oberhalb Ober-Demnia (l. c. pag. 253) oder unterhalb der Einmündung der Kamionka in die Orawa (l. c. pag. 270) von den liegenden Bildungen der mittleren Gruppe zu trennen, wir haben das aber nicht ganz ohne Berechtigung unterlassen. Wir glaubten nämlich Grund zu der Annahme zu besitzen, dass die beiden in Discussion stehenden Schichtcomplexe nicht überall in gleichwerthigem Sinne als vertical aufeinanderfolgende Formationsglieder zu betrachten seien. Wir schrieben z. B. bei der Besprechung der Gegend zwischen Sopot und Maidan (neue Studien l. c. pag. 250): „Zwischen den Bergen Pomicki und Na Korbach schneidet man zunächst die Sandsteingebilde der mittleren Gruppe, welche theils noch etwas den Charakter des massigen Sandsteines von Jamna an sich tragen, welchen sie ein Stück weiter südöstlich bei Unter-Demnia am Opor in ihrer Streichungsfortsetzung noch sehr kenntlich zur Schau tragen, theils aber aus plattig geschichteten Bänken bestehen, wie sie die Erscheinungsform dieser Sandsteingruppe in den Quellgebieten des Opor und des Stryi vorstellen, worauf wir später noch zurückkommen. Diese evident statthabende Verquickung beider Sandsteintypen in dem Sandsteinzuge zwischen Unter-Demnia und Sopot ist eine für die Auffassung der Faciesveränderungen der mittleren Karpathensandsteine sehr wichtige Thatsache." Wiederholt haben wir ausserdem auf die Erscheinung hingewiesen, dass dort, wo eine Abnahme der Mächtigkeit des massigen Jamna-Sandsteins stattfindet, eine Zunahme der Mächtigkeit der übrigen verschieden ausgebildeten, zum Theil auch aus plattigen Sandsteinen bestehenden Schichten der mittleren Gruppe damit Hand in Hand geht. Die Möglichkeit, dass man einmal zu einer bestimmteren Differenzirung

dieser Gebilde gelangen könnte, schwebte uns freilich bereits vor, wie wir denn in einem rein oberflächlichen Vergleich dabei an den Godula- und an den Istebna-Sandstein Hoheneggers in Schlesien erinnerten, aber es lag gar kein sicherer Anhaltspunkt vor, um vorläufig solchen Parallelen einen bestimmten Ausdruck zu geben.

Die Einwände, die man Herrn Zuber bezüglich seiner Eintheilung der mittleren Gruppe machen kann, sind also ungefähr ähnlicher Art, wie die Vorstellungen, welche dieser Autor gegen die Lostrennung des Kliwa-Sandsteins von den Menilitschiefern (gleichsam gegen einen supponirten Feind) erhoben hat.

Wollte man allen verschiedenen Abänderungen der Karpathensandsteine bei einer sehr detaillirten Aufnahme grösserer Strecken gerecht werden, wollte man demzufolge eine Karte entwerfen, auf welcher gleichzeitig die sicher bestimmbare verticale Gliederung und der Wechsel der sich vertretenden petrographischen Erscheinungsformen in diesem Schichtcomplex zum Ausdruck gebracht würde, so wäre das gewiss eine höchst dankenswerthe Leistung. Sie würde nur denselben Schwierigkeiten begegnen, welche sich allen ähnlichen Aufgaben entgegenstellen, und man könnte, sofern man diesen Schwierigkeiten nicht vollständig gewachsen ist, das Studium unserer Sandsteinzone mehr verwickeln, als fördern.

Wir finden es desshalb noch immer zweckmässig, dass wir dem Bedürfniss nach Unterabtheilungen in der Sandsteinzone zunächst auf den Karten nur in beschränkterem Masse Rechnung getragen haben, denn was auf den Karten nicht zum Ausdruck gebracht werden konnte, wurde nach Thunlichkeit in den Beschreibungen ergänzt und hervorgehoben.

Weitergehende Unterabtheilungen haben sich bis jetzt immer als nur local durchführbar herausgestellt. Herr Vacek glaubte z. B. innerhalb der Ropiankaschichten 2 Stufen unterscheiden zu können, und war wohl auch in den von ihm besuchten Gebieten dazu berechtigt. Herr Zuber hat dagegen gefunden, dass man bezüglich der Verschiedenheiten innerhalb der Ropiankaschichten nur von Facies- und nicht von Niveauunterschieden sprechen dürfe, und scheint sich damit gegen Vacek's Ausführungen zu wenden, da in unseren eigenen Arbeiten eine durchgreifende Theilung der Ropiankaschichten nirgends versucht wurde. Es könnte auch Jemanden einfallen, die Conglomerate im Liegenden des massigen Sandstein von Urycz, Jamielnica und Synowudzko besonders auszuscheiden, bei deren Erwähnung Herr Zuber sich auf einen jüngst von ihm im Verein mit Professor Kreutz in polnischer Sprache publicirten Aufsatz beruft, und welche wir in den neuen Studien (l. c. pag. 246 u. 250) ebenfalls bereits zu constatiren Gelegenheit gehabt hatten, allein so lange man nicht anzugeben vermag, welchen Sandsteinbänken dieselben anderwärts entsprechen, so lange wäre damit für die allgemeine Gliederung nichts gewonnen.

Ich bitte, mich nicht etwa wieder misszuverstehen. Ich bin im Princip gar nicht gegen das Ausscheiden solcher durch besondere Merkmale leicht kenntlicher Bildungen eingenommen, in manchen Fällen, wo man, wie z. B. bei unserer bosnischen Flyschentwicklung

noch nicht in der Lage ist, eine auf die Verschiedenheit der Altersstufen basirte Gliederung allgemein durchzuführen, kann es sehr nützlich sein, wenigstens durch Bezeichnung leicht wiedererkennbarer petrographischer Ausbildungen für ein späteres Studium Anhaltspunkte zu schaffen. Inwieweit man dabei bei seinen Ausscheidungen auf einer Karte in dem einen Falle mehr einer verticalen Aufeinanderfolge, in dem andern mehr heteropischen Verschiedenheiten Rechnung trägt, wird Sache des geologischen Tactgefühls sein, aber man muss sich über die jeweilige Bedeutung seines Vorgehens klar sein und nicht glauben, gegliedert zu haben, wo man Facies unterschieden hat.

Meine Auseinandersetzung über Herrn Zuber's Aufsatz ist lang geworden, längér, als dies vielleicht im Hinblick auf alle hier in Frage kommenden Factoren erforderlich war, ich werde mich wohl auch in Zukunft nicht viel auf weitere Erörterungen über die hier discutirten Dinge einlassen, aber für die weniger mit unseren Arbeiten vertrauten Leser schien es nicht überflüssig, darzulegen, inwiefern die Kritik, welche Herr Zuber an unseren Arbeiten übte, zutreffend war oder nicht, inwiefern wir in diesen Arbeiten vielleicht nur eine schöne Darstellung der verschiedenen angetroffenen Gesteinsvarietäten geliefert hatten, und inwieweit die von jenem Autor gewonnene Anschauung der karpathischen Lagerungsverhältnisse von der unseren abweicht oder über dieselbe in wesentlichen Punkten hinausgeht.

Das Erdbeben von Trautenau am 31. Jänner 1883.

Von Prof. Dr. Gustav C. Laube.

Mit 1 Karte (Tafel Nr. III).

Am 1. Februar dieses Jahres meldeten die Prager Zeitungen ein Erdbeben, welches Trautenau mit seiner Umgebung und Braunau erschüttert hatte. Bald vergrösserte sich die Zahl der hierauf bezüglichen Nachrichten und damit auch das Erschütterungsgebiet, und es schien geboten, dem Ereignisse seine Aufmerksamkeit zuzuwenden. Ich war zunächst bemüht, mir alle hierauf bezüglichen Zeitungsnachrichten zu verschaffen, da aber diese allein zu einem einigermassen erschöpfenden Bericht nicht hinreichten, habe ich mich an viele Privatpersonen und an die Generaldirectionen der das Gebiet berührenden Eisenbahnen mit der Bitte gewendet, mir ihre, beziehungsweise die von ihren Beamten gemachten Erfahrungen bei dem stattgehabten Erdbeben mittheilen zu wollen. So gelang es, aus dem ganzen Gebiet 117 Orte, welche betroffen worden waren, festzulegen, von welchen 81 in Böhmen, 25 in Preuss.-Schlesien und der Grafschaft Glatz gelegen sind. Von diesen 117 Berichten wissen allerdings circa 12—15 nur anzugeben, dass die Erschütterung wahrgenommen, von einer anderen und grösseren Anzahl lässt die Vollständigkeit des Berichtes Manches zu wünschen übrig; die grösste Anzahl und an manchen Orten selbst 3—4 Mittheilungen bieten jedoch ein Material, welches ein immerhin der Hauptsache nach nahezu vollständiges Bild der ganzen Erscheinung abzuleiten gestattet.

Ich habe im ersten Theile alle gesammelten Berichte wiedergegeben, sodann in einem weiteren Abschnitte die verschiedenen Angaben über die einzelnen Momente des Erdbebens zusammengefasst, und endlich hiernach versucht, die Ergebnisse hieraus zu einem Bilde zu vereinigen und einige theoretische Betrachtungen daran zu knüpfen.

Allen, die mich bei diesem Unternehmen durch die Lieferung ihrer Berichte gütigst unterstützten, bin ich zu lebhaftem Danke verpflichtet, ganz besonders aber der geehrten Generaldirection der k. k. priv. österreichischen Nordwestbahn, Herrn Hauptmann v. Wiese in Waldenburg, Herrn Hauptmann Kühlein in Warmbrunn, sodann Herrn k. k. Bezirksschul-Inspector Franz Schneider in Trautenau und Herrn Apotheker L. Hlasiwetz in

Reichenberg, denen ich eine ganz wesentliche Förderung meiner Arbeit verdanke. Mein Assistent Herr Georg Bruder hatte die Güte, die beigegebene Karte zu zeichnen.

Berichte über das Erdbeben vom 31. Jänner 1883.

A. Böhmen.

I. Gegend zwischen Braunau, Josefstadt, Trautenau und Schatzlar.

1*a*. Braunau, 31. Jänner. Heute 2 Uhr 45 Minuten Nachmittag hat hier ein 5 Secunden lang andauerndes Erdbeben in der Richtung Ost-West stattgefunden. „Bohemia".

1*b*. Braunau, 1. Februar. Das gestern Nachmittags erfolgte (bereits telegr. gemeldete) Erdbeben ist hier in der Stadt und im Kloster deutlich verspürt worden. Teller und Gläser klirrten, die Leute eilten, um sich mit den Nachbarn über die Stärke und Bedeutung des Ereignisses zu besprechen. Schaden wurde übrigens durch den Erdstoss nicht angerichtet. „Bohemia".

1*c*. Braunau, Benedictinerstift. Nach übereinstimmenden Berichten war nur ein Stoss u. z. zwischen $^{1}/_{2}$3 und $^{3}/_{4}$ auf 3 Uhr Nachmittags. Die Richtung wird verschieden angegeben. Nach der Ansicht Einiger wäre der Stoss SO.-NW. erfolgt. In einigen Häusern sollen Gläser geklirrt haben. Der Stoss wurde im Stifte nur von einigen Personen wahrgenommen. Eine kleine Wanduhr, deren Pendel NWzN.—SOzS. circa 30° WzN. schwingt, blieb stehen, um 2 Uhr 46 Minuten Braunauer Klosterzeit. Pius Choitek.

1*d*. Auch in Braunau und den umliegenden Dörfern verspürte man am 31. Jänner zwischen $^{3}/_{4}$3 und 3 Uhr Nachmittags einen Erdstoss; Thüren und Fenster klirrten, die Wände zitterten etc., doch hat das Erdbeben in der dortigen Gegend keinen Schaden angerichtet.

1*e*. Siehe den Nachtrag *A*. „Trautenauer Wochenblatt".

2*a*. Halbstadt, 31. v. M.: Heute Nachmittag um 2 Uhr 30 Minuten erfolgte hier ein sehr heftiger Erdstoss in der Richtung von Südwest nach Nordost, der an 3 bis 4 Secunden andauerte und von unheimlichem, dumpfem unterirdischen Donnerrollen begleitet war; die Bewegung war so intensiv, dass der ziemlich massive Schreibtisch, bei dem der Schreiber diese Zeilen arbeitete, von der Mauer gerückt ward.

2*b*. Siehe den Nachtrag *A*. „Politik".

3. Deutsch-Wernersdorf, 31. Jänner. Heute Nachmittag erregte ein Erdstoss in der Richtung von West nach Ost in unserem Orte ziemlich heftige Erschütterungen. Zeit: 2 Uhr 45 Minuten. „Bohemia".

4. Weckelsdorf. Hier und in der ganzen Umgebung wurde ein merklicher Stoss am 31. Jänner um 2$^{3}/_{4}$ Uhr Nachmittags verspürt, der etwa 1 Secunde lang währte und mit einem donnerähnlichen Getöse begleitet war. Stehende Gegenstände wankten, Bilder und Uhren schwankten, liegende wurden hie und da herabgeworfen, Gläser und

Fenster klirrten, und war das Gefühl des Stosses ein ganz anderes, als wenn in der Nähe ein schweres Geschütz gelöst worden wäre.

5*a*. Bodisch. Eine Ziegelmauer ist geborsten.

Gutsverwalter Ebenhöch.

5*b*. Bodisch. Siehe Nachtrag *A*.

6. Liebenau. Der Erdstoss verspürt.

„Trautenauer Wochenblatt".

7. Adersbach. Der Erdstoss verspürt.

„Trautenauer Wochenblatt".

8*a*. Starkstadt. Das Erdbeben erfolgte am 31. Jänner um 2 Uhr 45 Minuten Nachmittag, dauerte gegen 4 Secunden, richtete jedoch keinen Schaden an, die Stossrichtung war gegen Norden, war in den Ebenen heftiger als auf den Anhöhen.

Bürgermeister Siegel.

8*b*. Starkstadt, Br. Silberstein'sches Schloss. Das Gebäude steht auf nassem, fetten Lehmboden, die Hauptfront gegen Nordwest, die Stirnfront gegen Nordost. Nach dem Erdstoss sind alle alten verputzten Sprünge auf der nordwestlichen Seite aufgebrochen und erweitert. Im Stiegenhause sind neue Sprünge entstanden.

Gutsverwalter Steinbach.

9*a*. Hronow. Das Erdbeben wahrgenommen.

9*b*. Hronow. Siehe Nachtrag *A*. „Politik".

10. Zdiarek, Wilhelminengrube. Erdbeben nicht wahrgenommen.

Bergamt Schwadowitz.

11. Porschitsch. Das Erdbeben wahrgenommen. „Politik".

12*a*. Nachod, 31. Jänner. Auch hier wurde kurz vor drei Uhr eine heftige Erderschütterung, begleitet von betäubender Detonation, verspürt.

12*b*. Nachod. Siehe Nachtrag *A*. „Prager Tagblatt".

13*a*. Böhm.-Skalitz, 1. Februar. Auch hier wurde gestern um 2 Uhr 35 Minuten Nachmittags eine heftige, vier Secunden andauernde von Südwest gegen Nordost gerichtete Erderschütterung wahrgenommen.

„Bohemia".

14*a*. Roth-Kosteletz, 1. Februar. Gestern fand bei uns eine bedeutende Erderschütterung statt. — Die Erscheinung überraschte allgemein, und man dachte im ersten Augenblick, dass die Gebäude zum Theile in Trümmer gehen. Die Leute stürzten auf die Gasse heraus. Der Stoss erfolgte von Nordwest und war so heftig, dass die Hausgeräthe in den Gebäuden sich bewegten, es fielen sogar Bilder und Uhren von den Wänden. Die Erschütterung dauerte 5 Secunden. Die ältesten Bewohner der Stadt zählen schon ein viertes solches Erdbeben, halten aber das letzte für das bedeutendste. „Politik."

14*b*. Roth-Kosteletz, siehe Nachtrag *c*.

15*a*. Schwadowitz. Das Erdbeben wurde hier genau 2 Uhr 30 Minuten Prager Zeit wahrgenommen. Die Erschütterung dauerte 2—3 Secunden und war so heftig, dass man namentlich in den oberen Stockwerken der Wohngebäude ein starkes Schwanken der Wände beobachtet hat. Begleitet war dieselbe von einem starken langgezogenen Getöse, was sich etwa mit dem Hinabrollen einer Schneemasse von der schiefen Ebene eines Daches vergleichen lässt. Die Bestürzung

der hiesigen Ortsbewohner im ersten Augenblick war allgemein, und lässt sich hieraus auf die Intensität des Erdbebens schliessen. In den bei Schwadowitz gelegenen Gruben, wie auch in denen bei

16. Bodaschin hat man ebenfalls starkes Erdbeben wahrgenommen, dagegen nicht in unserer Wilhelminen-Grube, was auffallend ist, da das nahe Cudowa stark berührt wurde. Was die Richtung des Stosses anbetrifft, so scheint derselbe annähernd im magnetischen Meridian von Süd nach Nord sich bewegt zu haben, und demnach mit unserem Gebirgskamme und dem Flötzstreichen h. 10 um einen Winkel von 30° zu convergiren. Prinz. Schaumburg-Lippe'sches Bergamt.

15*b*. Schwadowitz, siehe Nachtrag *c*.

17*a*. Eipel. Heute 31. Jänner um 2 Uhr 32 Minuten wurde ein 4 Secunden andauerndes Erdbeben bemerkt. „Politik".

17*b*. Eipel. Heute 31. Jänner, Nachmittags 3 Uhr, wurde ein wellenförmiges Erdbeben wahrgenommen. Richtung West nach Ost. Gläser klirrten. Man hörte ein dumpfes donnerähnliches Getöse. „Prager Tagblatt".

18*a*. Josephstadt, 2. Februar. Als die ersten Nachrichten von dem Erdbeben in Trautenau und Braunau hier bekannt wurden, sah man erst ein, dass die Erschütterungen, die am 31. Jänner hier mehrfach bemerkt worden waren, auch auf ein Erdbeben zurückzuführen seien. In einzelnen Wohnungen geriethen Gypsfiguren, Vasen u. s. w. in Bewegung, auch sogar eine kleine Verschiebung von Möbeln wurde wahrgenommen. Allerdings war die Erschütterung nicht so stark, wie im nahen Trautenau. „Bohemia".

18*b*. Josephstadt, siehe Nachtrag *c*.

19*a*. Jaromersch, 1. Februar. Gestern Nachmittag gegen 3 Uhr wurde auch hier ein Erdbeben beobachtet, welches an 10 Sec. dauerte. „Bohemia".

19*b*. Jaromersch, siehe Nachtrag *c*.

20. Kukus. Den 31. Jänner gegen $^1/_2$3 Uhr wurden hier und in den umliegenden Ortschaften Erdstösse verspürt. In dem Wohnzimmer Ihres Correspondenten vernahm man ein Geräusch, wie wenn ein schwerer Lastwagen vor dem Hause umgeworfen habe. Bei einem Tischler geriethen die Werkzeuge an der Wand in Bewegung. Im Kloster, woselbst die Erschütterungen besonders gut verspürt wurden, klapperten Thüren und Fenster. Noch vernehmlicher müssen die Erdstösse in

21. Gradlitz gewesen sein, da dort die Leute aus den Häusern kamen und einander um die Ursache der Erschütterungen fragten. „Reichenberger Zeitung".

22*a*. Königinhof. Erdstoss wahrgenommen.

22*b*. Königinhof, siehe Nachtrag *c*. „Trautenauer Zeitung."

23*a*. Trautenau. Mittwoch den 31. Jänner 1883 zeigte um 12^h mittlere Ortszeit der Barograph der meteorologischen Station bedeutende Störungen, wie selbe vor Eintritt eines Sturmes häufig vorkommen. Desgleichen stellte sich bei den Strombussolen eine Störung ein. Um 2^h 40′ p. m. stand das Chronometer still, es erfolgte ein verticaler Erdstoss der Dauer von 2 Secunden. Die

Lufttemperatur betrug zu dieser Zeit + 1° C, der Luftdruck 719 Millim. Die Strombussolen zeigten eine Ablenkung von 7° von der Normalstellung und gingen erst am 1. Februar 9^h 10′ a. m. in selbe zurück. Der Radius der Welle in der Richtung SW—NO hatte die Länge von 38 Kilometer, in der darauf normalen Richtung 20 Kilometer. Die verticale Richtung des Stosses zeigte sich am auffälligsten durch das Ausheben des Schreibhebels an Barographen und der Indicatoren aus grossen Metallthermographen in der Richtung nach oben.

Dr. Gabl, Leiter der meteorolog. Station Trautenau.

23*b*. Trautenau. „In Beantwortung Ihres geehrten Schreibens vom 1. d. M. theile ich Ihnen über das hier am 31. d. M. stattgefundene Erdbeben Nachstehendes mit: Ich befand mich bei einem Herrn zu Besuche in einem Zimmer ebener Erde. Es mochte gegen ³/₄3 Uhr sein, so vernahmen wir ein dumpfes Rollen, das wir jedoch nicht beachteten, weil wir es als Folge des von den Dächern herabrutschenden Schnees hielten, das an diesem Tage wegen starken Thauwetters allgemein stattfand. Eben wollte ich mich entfernen, als im Vorhause ein anderer Herr mit ganz verstörtem Anblick, am ganzen Leibe zitternd, entgegenkam, und uns fragte, was denn geschehen sei, indem er in seinem Zimmer, das im 2. Stocke gelegen, ein derartiges Getöse wahrgenommen habe, als sei der Schornstein eingestürzt, was noch ein anderer ebenfalls erschrocken herzutretender Hausgenosse bestätigte. Noch immer hielten wir es für das Rollen von herabstürzendem Schnee, bis eine Magd sagte, sie sei eben beim Herausgehen aus dem Stalle so sehr „gebeutelt“ worden, als wollte sie Jemand hinwerfen. Nun sahen wir erst, dass überhaupt kein Schnee mehr auf den Dächern lag. Ich eilte nun in die Stadt um Näheres zu erfahren. Zuerst kam mir der Oberlehrer aus einer nahen Ortschaft entgegen, und sagte mit ganz verstörter Miene: „Soeben komme ich aus dem Kaufmannsgewölbe der Frau Kula, wo uns ein derartiges donnerähnliches Gerolle mit heftigem Stosse überraschte, dass die Lampen sich hin und her bewegten, der Tisch wackelte und ein Bild von der Wand stürzte. Wir halten das für ein Erdbeben“. Dasselbe bemerkte auch ein Herr, der aus einem anderen Hause kam. Ich begab mich nun zu meiner in der Nähe wohnenden Tochter, welche im 2. Stock eine Wohnung inne hat. Schon im 1. Stock kam der daselbst wohnende Herr ganz bestürzt heraus, und sagte, er sei eben auf dem Sopha gelegen, da wurde er plötzlich „emporgerüttelt“ und es sei ihm vorgekommen, als ob in dem Zimmer oberhalb des von ihm bewohnten eine Kiste umgestürtzt worden sei. Bei meiner Tochter traf ich meine Frau, und erstere erzählte, sie sei eben bei der Nähmaschine gesessen, als sie eine schiebende Wegung von rechts nach links (Südwest—Nordost), während sich die Maschine nach aufwärts bewegte, wahrnahm; zugleich glaubte sie, es müsse Jemand auf dem Boden des Hauses eine schwere Kiste umgeworfen haben. Das Mädchen, welches in der Küche beschäftigt war, fühlte gleichfalls eine Erschütterung, und hörte ein starkes Klirren der Gläser und Teller. Meine Frau, welche eben den kleinen Enkel auf dem Arme hielt und mitten im Zimmer stand, hatte die Empfindung, als wenn ihr ein Stuhl, auf dem sie sässe, plötzlich weggezogen würde. Zugleich bemerkten Frau und

Tochter, dass die Hängelampe sich von unten nach oben bewegte, als ob sie von Jemanden aufwärts geschoben würde. Ich halte das für besonders wichtig, weil allgemein geglaubt wird, es sei der Stoss von oben nach unten erfolgt.

Von hier begab ich mich in mein Haus Nr. 116 und fragte, ob man etwas besonderes bemerkt habe. Die Köchin sagte, sie habe gegen $^{3}/_{4}3$ Uhr plötzlich die Fenster so stark klirren hören, als ob aller Schnee vom Dache des gegenüber liegenden Hauses dagegen geschleudert worden wäre. Der im Hause zu ebener Erde wohnende Glasermeister erzählte: „Um $^{3}/_{4}3$ Uhr sass ich auf dem Sopha, da fühlte ich eine starke Erschütterung, mein mir gegenüber sitzender Sohn wankte hin und her, die Bilder an den Wänden wackelten und ich nahm deutlich wahr, wie sich die Möbel förmlich wellenartig (Südwest—Nordost) in Bewegung setzten. In demselben Augenblicke kam der Geselle ganz bestürzt aus dem Gewölbe in das Zimmer und sagte, er habe bei einem fürchterlichen Gerassel in den Glas- und Porzellan-Waaren einen Stoss bekommen, dass er sich kaum auf den Beinen erhalten konnte.“ Zu erwähnen wäre noch, dass Hunde, Katzen, Geflügel und die Vögel mit einer sichtlichen Angst sich verkrochen, oder im Käfig flatterten. Vom Stehenbleiben der Uhren konnte ich nichts sicheres erfahren“.

K. k. Bezirksschulinspector, Franz Schneider.

23*c*. Trautenau. Mittwoch, den 31. Jänner erfolgte um 2 Uhr 40 Minuten mittlerer Zeit nach Angabe des Chronometers der meteorologischen Station ein verticaler Erdstoss.

Durch die beträchtliche Erschütterung wurden die Bewohner von Trautenau und Umgebung in nicht geringe Aufregung versetzt. Namentlich war die Erschütterung in den oberen Stockwerken eine heftige und Leute liefen in Trautenau beinahe aus allen Häusern, um zu sehen, was eigentlich geschehen sei. Hausdurchsuchungen wurden fast überall vorgenommen in der Meinung, es wäre irgend etwas eingestürzt. Die Wenigsten dachten an ein Erdbeben.

Doch alsbald stellte sich heraus, dass diese Erschütterung sich über die ganze Stadt verbreitet hatte und man erkannte, dass unsere Stadt wieder ein Erdbeben erfahren habe. Nachdem dies sichergestellt, wurde der Schrecken der Bevölkerung umso grösser. Jedem war die Agramer Erdbebenkatastrophe noch in Erinnerung und man glaubte, es würden sich die Stösse wiederholen. Viele brachten die darauffolgende Nacht wachend und zur Flucht bereit zu. Doch es stellten sich zum Glück keine weiteren Erdstösse ein und die Bewohner erholten sich allmälig von ihrem Schrecken. In einigen Häusern war die Erschütterung weniger wahrnehmbar, in anderen wieder ziemlich heftig.

In unserem Bureau zitterte der Fussboden sammt den Mobilien ziemlich heftig, die Hängelampe gerieth in starkes Schwingen. Die Schnellpresse in unserem Maschinenzimmer zitterte so heftig, dass ein daran stehender Arbeiter aus Schreck mit einem grossen Satze von ihr wegsprang, man lief von Zimmer zu Zimmer und fragte, was eigentlich geschehen sei. Kinder, mit Sticken beschäftigt, fielen von den Stühlen, Bilder bewegten sich an den Wänden, die Thüren gingen auf und einige Mädchen fielen in Ohnmacht. Im Comptoir der Firma J. A.

Kuhn fiel das Kaiser Josef-Bild von der Wand. Herr Fridolin Fiedler, welcher am hiesigen Teiche beim Bahnhofe eiste, verspürte um jene Zeit ein starkes Knistern im Eise und bemerkte, dass sich das Eis rundherum vom Ufer gelöst hatte. Tischler Herr Vincenz Scholz in der Mittelvorstadt war mit Zeichnen beschäftigt und prallte von der Zeichnung zum Ofen zurück. In einem Hause in den Rinneln geriethen die Parteien des ersten mit jenen des zweiten Stockwerkes in Streit, in der Meinung, die Bewohner des zweiten Stockwerkes hätten die Erschütterung durch Umwerfen eines schweren Gegenstandes herbeigeführt.

Besonders stark soll die Erschütterung in dem obersten Stockwerke des freistehenden hiesigen Hotels „Union" bemerkt worden sein. Die Leute stürzten erschreckt auf die Corridors und glaubten, das Dach sei eingestürzt. „Trautenauer Wochenblatt".

23*d*. Trautenau, siehe Nachtrag B.

24*a*. In Weigelsdorf stürzte in Folge des Erdstosses das Pferdestall-Gewölbe des Johann Windischmann Nr. 73 ein. Der Schaden beträgt 200 fl., ein Unglück ist nicht geschehen und auch die Pferde waren 10 Minuten vor dem Einsturze hinausgeführt worden. „Trautenauer Wochenblatt."

24*b*. Weigelsdorf. Das betreffende Gebäude ist mit den Giebelseiten nach N. und S. gerichtet. Der Pferdestall liegt in der Mitte zwischen Wohnzimmer und Kuhstall. Oberlehrer Kleinwächter.

24*c*. Weigelsdorf. Der Stoss ging wie in Trautenau von Südwest nach Nordost. Weigelsdorf liegt von Trautenau 2 Kilometer westlich. In dem Gebäude, in welchem der Stall einstürzte, ist weder eine Ablösung zu sehen noch hat es den Anschein, als ob sich die Decke ringsum von den Seitenwänden losgelöst hätte, auch anderweitige Sprünge sind nicht wahrzunehmen.

An Hängelampen ist keine Bewegung wahrgenommen worden, auch konnte nicht in Erfahrung gebracht werden, dass Uhren stehen geblieben sind.

Der Strasseneinräumer zu Weigelsdorf stand zur Zeit des Erdstosses an einen hohen Prellstein angelehnt, als er aber plötzlich eine heftige Bewegung des Steines wahrnahm, entfernte er sich von demselben. Nach dessen Angabe erfolgte der Stoss nach der oben angegebenen Richtung.

In einem kleinen Häuschen bemerkte die Frau, welche zur fraglichen Zeit allein zu Hause war, wie sich der Tisch plötzlich bewegte. Die mir angegebene Richtung der Bewegung fällt mit obiger zusammen. K. k. Bezirksschulinspector Franz Schneider.

24*d*. Weigelsdorf. Siehe Nachtrag *B*.

25. Aus Altenbuch schreibt man uns, dass Leute von ihren Sitzen emporgehoben wurden und wird die Dauer des Stosses auf 2—3 Secunden angegeben. „Trautenauer Wochenblatt".

26*a*. In Bausnitz, schreibt man uns, äusserte sich um $^3/_4$3 Uhr (die Zeitangaben variiren in den einzelnen Orten selbstverständlich) der Stoss besonders stark im dortigen Schulgebäude. Die Schulbänke erhielten einen Ruck, dass die Kinder vor Schreck aufsprangen und in Thränen ausbrachen, als die Fenster klirrten, die Bilder sich an

den Wänden bewegten und ein furchtbares Geroll hörbar wurde. Die Wölbungen und Decken des Schulhauses erlitten sichtbare Risse. Die ältesten Leute der Gemeinde wissen sich an einen Erdstoss vor etwa 40 Jahren zu erinnern, welcher aber an Stärke dem jetzigen nicht gleichzustellen ist. „Trautenauer Wochenblatt".

26*b*. Bausnitz. Die durch das Erdbeben vom 31. Jänner l. J. enstandenen Sprünge an den Decken und Wölbungen des Bausnitzer Schulgebäudes haben die Richtung zwischen Südwest und Nordost. Sie sind nicht etwa nur oberflächlich, sondern sind an den Fensterwölbungen von innen und aussen gleich stark bemerkbar.

Die Bewegung des Erdstosses muss eine wellenförmige gewesen sein, soviel ich an den Bewegungen (Heben und Senken) der Schulbänke wahrnehmen konnte. Auch gelangte ich durch das Nachforschen in der Gemeinde zur Ueberzeugung, dass die Häuser auf der Linie zwischen Südwest—Nordost am meisten von dem Stosse berührt wurden. Oberlehrer Demuth.

Dem Briefe ist eine Zeichnung der entstandenen Sprünge beigegeben, welchem man Folgendes entnimmt: Das Schulhaus steht mit seinen Stirnseiten gegen Norden und Süden, mit den Giebelseiten Ost und West. Die Decke des Lehrzimmers ist dreimal, die des Vorzimmers zweimal diagonal Nordost—Südwest durchgerissen. Der mittlere Riss im Lehrzimmer setzt sich bis über die an der Nordseite befindliche Thüre fort, spaltet hier die Mauer senkrecht. Der längste südlichste spaltet sich an der östlichen Giebelseite, und reisst die Mauer über den hier befindlichen Fenstern senkrecht durch, ebenso die Mauer über dem auf der westlichen Giebelseite befindlichen Fenster. Auf der Südseite des Gebäudes ist die Mauer über jedem der drei dort befindlichen Fenster nach aufwärts in einer ostwärts gekrümmten Linie geborsten.

27*a*. Parschnitz. Der Gärtner des Herrn Ritter Walzel von Wiesentreu bemerkte Folgendes: Gegen $^3/_4$3 Uhr war ich eben im Palmenhause beschäftigt, als ich ein dumpfes donnerähnliches Rollen hörte, zugleich eine heftige Bewegung sämmtlicher Pflanzen bemerkte, als ob ein starker Sturm die Blumen hin und her beutelte. Das Rothkehlchen aber, das frei im Glashause herumfliegt, fing an zu schreien und flog ängstlich von einem Fenster zum anderen. Ich aber glaubte, der ganz freistehende, hoch in die Luft ragende Schornstein sei zusammengestürzt. K. k. Bezirksschulinspector Schneider.

27*b*. Parschnitz, siehe Nachtrag *C*.

28. Wildschütz. Am heftigsten dürfte der Erdstoss in Wildschütz gewesen sein, woselbst, wie man uns mittheilt, die Häuser in des Wortes wahrster Bedeutung wankten, und in Folge dessen die Panik unter den Bewohnern eine allgemeine war [1]). „Trautenauer Zeitung".

29*a*. In Schatzlar war dumpfes Rollen vernehmbar und hiebei begannen die Fenster zu schwirren. In einzelnen Häusern fiel durch die Erschütterung etwas Mörtel herab. Im Bergwerke soll man hievon weniger wahrgenommen haben. „Trautenauer Wochenblatt".

[1]) Diese Angabe ist nach einem späteren Berichte etwas übertrieben.

29*b*. Schatzlar. In diensthöflicher Beantwortung der geehrten Anfrage wird mitgetheilt, dass am 31. Jänner Nachmittags gegen 3 Uhr hierorts eine Erderschütterung in der Dauer von etwa 3 Secunden wahrgenommen wurde, welche sich derart äusserte, dass die meisten Einwohner anfänglich diese Erschütterung für die Wirkung eines heftigen Schneeschubes hielten, und desshalb in's Freie liefen, um die veranlassende Schneemasse zu sehen. Auch in den hiesigen Bergwerken wurde diese Erschütterung wahrgenommen. Nach eingeholter genauer Erkundigung wurde die Erschütterung in der Grube von einzelnen Bergleuten wahrgenommen, von anderen wieder nicht. Bei ersteren mag es der Fall gewesen sein, dass sie ruhig vor Ort gearbeitet haben, wogegen andere bei der ununterbrochenen Förderung durch das fortwährende Rollen der Kohlenwägen auf den Eisenschinen in den Strecken nichts wahrnehmen konnten.

Bürgermeister Baudisch.

II. Südliche Abdachung des Riesengebirges.

30. Pilnikau. Erdstoss gespürt, Richtung Nordwest.

„Bohemia".

31*a*. Arnau, 1. Februar. Das am gestrigen Tage von Braunau und Trautenau gemeldete Erdbeben wurde auch in der Umgegend wahrgenommen. Nach den Erzählungen der Bewohner umliegender Ortschaften hätte sich der Erdstoss von Trautenau aus strahlenförmig nach verschiedenen Richtungen fortgepflanzt, gegen Nordwest und West (Mohren, Hermannseifen, Pilnikau) und auch nach Südwest (Döberney-Oels). „Bohemia".

31*b*. Arnau. Hier wurde das Erdbeben am 31. Jänner zwischen $^1/_2$ und $^3/_4$3 Uhr Nachmittag in Form einer mehrere Secunden anhaltenden Erschütterung aus Südost nach Nordwest wahrgenommen. Gymnasialsupplent Wanka hielt sich um die oben erwähnte Zeit in seinem Zimmer auf und erhielt plötzlich einen Stoss, es kam ihm vor, als ob der Ofen knirschte und das ganze Haus erzitterte. — Der Telegraphenamtsleiter befand sich in seinem Bureau, plötzlich wurde sein Tisch erschüttert, wie es zu geschehen pflegt, wenn ein sehr schwerer Lastwagen knapp am Hause vorbeifährt. Am Apparat liess sich keine Veränderung bemerken. In der Wohnung dieses Herrn im 1. Stock desselben Hauses, sowie in einem Parterrezimmer wurden Erschütterungen an den Nähmaschinen und Einrichtungsgegenständen wahrgenommen. Aehnliche Beobachtungen wurden auch in anderen Häusern gemacht. K. k. Gymnasialprofessor Freisleben.

32. Oels bei Arnau. Erdbeben mit SW Richtung gespürt.

„Bohemia".

33. Döberney ebenso. „Bohemia".

34. Hermannseifen. Im oberen und mittleren Theile des Ortes war der Erdstoss sehr intensiv und von einem Geräusch, wie es der vom Dache herabrollende Schnee verursacht, begleitet, während im unteren Theile des Ortes gar nichts bemerkt wurde.

„Trautenauer Zeitung.".

35*a*. Mohren. Erdstoss in NW verspürt. „Bohemia".

35*b*. Mohren, siehe Nachtrag *B*.

35*c*. Freiheit, 1. Februar. Die gestrigen Erdstösse wurden auch in

36. Jungbuch,

37. Freiheit,

38*a*. Marschendorf,

39*a*. Grossaupa, Spindelmühle, und in

40*a*. Johannisbad stärker wahrgenommen. Die Thermalquelle sprudelt unverändert hervor. „Reichenberger Zeitung".

38*b*. Aus Marschendorf erhalten wir folgenden schätzenswerthen Bericht: Unsere „ewigen" Berge beginnen wieder zu wanken: Am 31. v. M. Nachmittags wurde hier um 2 Uhr 40 Minuten ein ziemlich heftiger Erdstoss verspürt, der von einem deutlich hörbaren, dem Rollen eines Wagens gleichenden und circa 4 Secunden anhaltenden Getöse begleitet war. In den höheren Theilen der Häuser äusserte sich die Erschütterung ganz empfindlich. Leichtbewegliche Gegenstände wurden in Schwingungen versetzt, Fenster zitterten und klirrten, in Schränken aufgestellte Gläser stiessen aneinander, Bilder bewegten sich und fielen hie und da sogar zu Boden, Blumenstöcke wurden umgeworfen und selbst schwere Körper, wie Kästen u. dgl. zum Wanken gebracht. Aus der „Waldschenke" wird berichtet, dass Leuten, die eben ein Glas an den Mund setzten, um zu trinken, dasselbe weggerissen wurde. In den Bauden, welche auf den unser Thal umgebenden Bergen liegen, traten dieselben Erscheinungen wie unten, doch in erhöhtem Masse ein. — Gerüchtweise verlautet hier, dass in Schatzlar durch den Stoss Bergwerke verstürzt worden sind. „Trautenauer Zeitung".

40*b*. Johannisbad. Die Erkundigungen, die ich in der Riesenbaude und auf der Schneekoppe bezüglich des Erdbebens vom 31. Januar einziehen wollte, haben meine Antwort verspätet. Leider bin ich nicht in der Lage, von dort mehr melden zu können, als von Trautenau, Freiheit und Johannisbad, nur scheint die Erschütterung in einer Höhe von 4—5000 Fuss noch stärker als im Thale gewesen zu sein. An der Quelle in Johannisbad wurde bezüglich der Qualität, noch der Quantität eine Veränderung nicht wahrgenommen, die Temperatur (+ 29° C.) ist ganz dieselbe geblieben.

41. Am Schwarzenberg zitterten die Thüren und Fenster derartig, wie wenn eine Lawine in der Nähe niedergegangen wäre.

42. In der Riesenbaude sollen Bilder und Möbel stark gewackelt haben.

43*a* Von der Schneekoppe[1]) fehlt mir bis jetzt die Antwort. Stadt- und Badearzt Dr. Schreier.

43*b*. Auf der Schneekoppe wurde das Erdbeben gleichfalls wahrgenommen. K. k. Bezirksschulinspector Schneider.

43*c*. Wir sind hier der Schneekoppe so nahe, und konnten über das Erdbeben bis jetzt nichts erfahren. Derselbe.

[1]) Andere Versuche etwas Näheres über das Erdbeben von der Schneekoppe zu erfahren blieben ebenfalls resultatlos.

44. Polkendorf der Erdstoss stark verspürt, das begleitende Geräusch dem eines fahrenden Wagen ähnlich. Lehrer Ettel.

45. Schwarzenthal. Der Erdstoss wahrgenommen, das begleitende Geräusch mit dem Rollen des vom Dache fallenden Schnees verglichen. Lehrer Ettel.

46. Oberlangenau, wie Schwarzenthal 44.

47*a*. Hohenelbe. Das Erdbeben wurde 5 Minuten nach $^1/_2$3 Uhr Nachmittag verspürt und ging die Richtung O—W. Das Auftreten war hier nur ein schwaches und gehen die meisten Aussagen dahin, dass man ein ähnliches Geräusch wahrnahm, als wenn Schnee von den Dächern stürtzte. Lehrer Ettel.

47*b*. In Hohenelbe wurde die Erschütterung blos in mehreren Häusern bemerkt, ein Getöse wurde dort nicht gehört. „Trautenauer Zeitung."

47*c*. Hohenelbe, am 1. Februar. Gestern den 31. d. M. Nachmittags um 2 Uhr 45 Min. wurde eine ziemlich heftige Erderschütterung wahrgenommen. „Trautenauer Zeitung."

48. Aus Niederhof bei Hohenelbe. Gestern gegen 2 Uhr 30 Min. Nachmittags fand eine 10 bis 15 Secunden andauernde Erderschütterung nicht nur in Niederhof, sondern auch im Hochgebirge statt. „Reichenberger Zeitung."

49*a*. Oberhohenelbe, 31. Jänner. Heute 3 Uhr Nachmittags beobachtete ich ein schwaches Erdbeben, verbunden mit dumpfem Rollen. Richtung: West-Ost. „Trautenauer Wochenblatt."

49*b*. Aus Oberhohenelbe. In der Nähe von Hohenelbe wurde gestern zwischen 2—3 Uhr Nachmittags eine wellenförmige Erderschütterung beobachtet, welche 2—3 Secunden dauerte. Sie ging von Hohenelbe elbeaufwärts und wurde im Gebirge,

50. Heidelberg und

51. Wachurbauden bedeutend stärker verspürt, als hier. Man vernahm deutlich ein unterirdisches Rollen, dass die Leute glaubten, es donnere, worauf Erdstösse erfolgten, durch welche Tische und Stühle in Bewegung geriethen. „Reichenberger Zeitung."

52. Pommersdorf. Die Leute liefen aus den Häusern, in der Meinung, es sei Schnee von den Dächern gefallen. Lehrer Ettel.

53*a*. Spindelmühle. Intensiver trat das Erdbeben im Gebirge auf, und sollen in Spindelmühle in der Kirche die Kerzen von den Leuchtern gefallen sein. Lehrer Ettel.

53*b*. Aus Spindelmühle wird berichtet, dass der Erdstoss im ganzen Hochgebirge zu spüren war. „Trautenauer Zeitung."

54. Witkowitz und

55. Křizlitz und in der ganzen Umgebung wurde die Erderschütterung bemerkt, dieselbe war dort eine theils rollende, theils stossweise, hatte die Richtung von Westen gegen Osten und dauerte circa 10—12 Secunden. (!) „Trautenauer Wochenblatt."

56. Rochlitz. So wie in Trautenau und Braunau wurde am 31. Jänner Nachmittags zwischen $2^3/_4$ bis 3 Uhr ein ziemlich heftiger etwa 3 Secunden anhaltender Erdstoss beobachtet. Hier in der Gemeinde Rochlitz scheint man dieses Phänomen so ungefähr im Mittelpunkte u. z. im unteren Theile der Ortschaft Oberrochlitz in der Richtung

von Osten nach Westen wahrgenommen zu haben, in Niederrochlitz hingegen wurde dies in dem nordwestlichen Theile, und nördlich in den Ortschaften

57. Gränzdorf,

58. Siedichfür beobachtet. Die ältesten Leute entsinnen sich nicht, ein Erdbeben hier erlebt zu haben.

59. Auch in dem Rochlitz nordwestlich gegenüber liegenden Passek wurde dieser Erdstoss, jedoch heftiger, als hier verspürt. Von Jablonetz und Hochstadt habe ich nichts in Erfahrung bringen können. Bürgermeister Krause.

III. Südseite des Isergebirges.

60. Ober-Polaun im Isergebirge, 4. Februar. Das am 31. Jänner erfolgte Erdbeben wurde auch in unserem, auf dem Rücken des Isergebirges 800 Meter hoch gelegenen Orte sehr deutlich wahrgenommen. Es war an diesem Tage 2 Uhr 40 Minuten Nachmittags, als wir durch etliche senkrechte Erdstösse, welche von donneratigem Getöse begleitet waren, erschreckt wurden. Die Erschütterung dauerte durch 4 Secunden und war so heftig, dass die Häuser in ihren Grundmauern erzitterten, an den Wänden hängende Bilder in Bewegung geriethen und Gläser und Teller in den Schränken klirrten. Schreiber dieses fand sogar die Nadel des Aneroid-Barometers nach den Erdstössen noch in vibrirender Bewegung. Vor Schreck an allen Gliedern bebend, eilten die Leute aus sehr vielen Häusern, da sie glaubten, dieselben würden über ihren Köpfen zusammenstürzen. Auch in den Thälern und Niederungen des Isergebirges war die Erschütterung sehr stark. Vorher hatte durch drei Tage ein orkanartiger Sturmwind hier gehaust, welcher von einem sehr starken Schneefalle begleitet war. „Bohemia."

61. Aus Morchenstern. Um 2 Uhr 35 Minuten Nachmittags (Wiener Zeit) beobachtete ich einen ziemlich intensiven Erdstoss, anscheinend in der Richtung von Südwest, 5—6 Secunden andauernd. Nebst dem durch die Erschütterung des Hauses und verschiedener Gegenstände, insbesondere Gläser, verursachten Geräusche, war ein Brausen, wie das einer Locomotive, deutlich zu vernehmen. Die Erscheinung war so heftig, dass sämmtliche mit mir im Locale gleichzeitig anwesenden Personen sofort aufmerksam wurden und übereinstimmend die Anzeichen des Erdbebens constatirten. Das Barometer zeigte eine Depression von 2 Mm., das Wetter war warm und ruhig. „Reichenberger Zeitung".

62*a*. Liebenau. Der Comptoir-Chef der Liebenauer Fabrik erhielt, am Pulte schreibend, einen heftigen Stoss. Ingenieur Eichler.

62*b*. Liebenau. Der Erdstoss wurde um 2 Uhr 20 Min. wahrgenommen. Richtung südostlich. Apotheker Hawel.

63*a*. Böhmisch-Aicha. Zur selben Zeit, wie nachträglich aus den Zeitungen bekannt wurde, wurde hier eine starke Erschütterung wahrgenommen. Zimmer und Gebäude bebten, die Beobachter meinten, es sei in den Bodenräumen ein schwerer Gegenstand, etwa ein Balken, herabgestürzt. Ein Zeichner in der Fabrik hatte das Gefühl, als wäre

ein schwerer eiserner Träger im Hofe stark aufgefallen. In der Wohnung des Fabriksleiters Erzittern von Kästen und Thüren und ein unheimliches Wanken des Fussbodens, etwa 3 bis 4 Secunden dauernd. Die Uhr zeigte 2 Uhr 40 Min. Telegrafenzeit (Prager Zeit).

Ingenieur Eichler.

63*b*. Böhmisch-Aicha. Das Erdbeben wurde allgemein, hauptsächlich in den oberen Stockwerken, wahrgenommen, u. z. ungefähr 2 Uhr 45 Min. Nachmittag.

Ich selbst lag krank im Bette und nahm die Erschütterung wahr, wie wenn Jemand mit dem Körper an das Bett stösst, dann aber ein Zittern des sehr solid gebauten Hauses, wie wenn Jemand die Hausthüre stark zuschlägt, und dauerte ungefähr 4 Secunden. Vis-à-vis in einem leichter gebauten Hause fielen zwei Bilder von der Wand.

Apotheker Victor Tengler.

64*a*. Gablonz. Ich theile Ihnen hierdurch mit, dass gestern (31. Jänner) Nachmittags 2 Uhr 45. Min. in Gablonz,

65. Grünwald,

66. Hennersdorf,

67. Wiesenthal (diese Orte sind mir als von dem Ereignisse betroffen bekannt) ein sehr heftiger Erdstoss verspürt wurde. In meinem Hause hörte ich, sowie alle meine Leute, plötzlich ein donnerartiges, heftiges Getöse und Gepolter, so dass alle Fenster laut zitterten, eine Tafelbalance-Wage heftig und laut hin und her schwankte und das ganze Haus zitterte und klirrte; wir waren Alle höchst bestürzt über diese Erscheinung und das Gehörte, und die von allen Seiten aus den genannten Ortschaften eingehenden Nachrichten bestätigten meine Annahme, dass wir es mit veritablem, sehr heftigem Erdstoss zu thun hatten.

64*b*. Ein zweiter Bericht sagt: „Angeregt durch das Trautenauer Telegramm Ihres sehr geschätzten Blattes theile ich Ihnen mit, dass auch in Gablonz um 2 Uhr 45 Min. Nachmittags an verschiedenen Punkten der Stadt mehrere Secunden andauernde, gewaltige Erdstösse verspürt wurden. In Geschirrschränken machte der in Bewegung gesetzte Inhalt ein bedeutendes Getöse, und in meinem Geschäfte, in welchem man eben mit dem Sortiren der Perlen beschäftigt war, war die Erdbewegung so gross, dass die Glasperlen sich wieder mit einander vermengten. Ich selbst war zu dieser Zeit im Bezirksgerichte, wo sich die Erdstösse durch ein starkes Rütteln der Thüren wahrnehmbar machten. Am Abende wurde dieses Ereigniss des Nachmittags überall lebhaft besprochen“.

64*c*. Eine dritte Mittheilung aus Gablonz besagt: „Das Erdbeben vom 31. Jänner a. c. wurde auch hier circa um 3 Uhr Nachmittags deutlich wahrgenommen, und zwar im mittleren und höher gelegenen Stadttheile. Die Richtung war von Südwest gegen Nordost. Ein unverkennbares Rütteln und Zittern und ein dumpfes Gerolle, wie es einem entfernten Gewitter oder dem Rollen eines rasch fahrenden Wagens, vom Zimmer aus gehört, entspricht, bildeten die Merkmale der Erscheinung. In dem Rollen waren auch zwei unmittelbar auf einander folgende Stösse wahrnehmbar. In einigen Häusern war die Bewegung und das Rollen besonders markant und beängstigend, da das unterirdische

44*

Getöse die Vermuthung weckte, in den Kellern sei ein Ein- oder Umsturz vorgekommen. Viele mögen die Erscheinung nicht so beachtet haben, weil ein Schütteln und Zittern und manchmal auch ein Rollen bei dem „den Baukosten entsprechenden oder nicht entsprechenden Deckengehölze" und bei der Rücksicht auf „untere" Parteien nicht zu den Seltenheiten gehört — wer aber nur einigermassen aufmerksam war, merkte es sehr gut, dass sich alles unter den Füssen vollzog".

„Reichenberger Zeitung."

64*d*. Gablonz. Das Erdbeben erfolgte um circa 2 Uhr 45 Min. bis 3 Uhr hiesiger Zeit, welche um circa 10 Minuten gegen Prager Zeit vor ist. Zwei ziemlich kräftige, auf einander folgende Stösse, denen ein donnerähnliches Rollen folgte, verursachten Bewegungen in den Häusern, die man als Rütteln und Beben bezeichnen kann, die aber ganz besonders an leichten, hochstehenden und hohen Gegenständen sich heftig äusserten. Das Rollen nach den Stössen verursachte auch ein deutlich wahrnehmbares Nachzittern. In einzelnen Häusern, wo es ruhig zugeht, war die Bewegung sogar beängstigend.Die Dauer war 1—2 Secunden, die der Stösse vielleicht eine halbe Secunde. Die Richtung war Südwest-Nordost. Die Empfindung der Erschütterung war im Neissethal geringer, als in der Stadt an den Gebirgslehnen. Nach Erinnerung der jetzt Lebenden ist ein Erdbeben in Gablonz nie vordem beobachtet worden, nur ein längst verstorbener alter Herr soll von einem hierstadt vorgekommenen Erdbeben erzählt haben.

Bürgermeister Posselt.

65. Grünwald. Gestern den 31. Jänner gegen 3 Uhr Nachmittags wurde bei uns in Grünwald ein ziemlich heftiger Erdstoss gespürt, welcher von Südwest nach Nordost verlief. Die Stärke desselben war derart, dass die Thüren rüttelten.

„Reichenberger Zeitung".

IV. Westseite des Isergebirges.

66. Proschwitz. Auch hier wurden gestern um 2 Uhr 30 Min. Nachmittags heftige Erdstösse wahrgenommen, die nach Aussage mehrerer Personen 2—3 Secunden derart dauerten, dass Fenster und Thüren geklirrt haben. „Reichenberger Zeitung".

67*a*. Maffersdorf. In vielen Häusern wurde ein Klirren der Gläser in den Schränken gehört, ein Zittern und Schwanken der Lampen an den Decken bemerkt. In einem von allem Strassenverkehr entfernten Hause bewegten sich einen kurzen Moment hindurch Thüren und Fenster, wie bei einem Sturme, obwohl es fast ganz ruhig war.

„Reichenberger Zeitung".

67*b*. Maffersdorf, 1. Feber. Mittwoch Nachmittag um 3 Uhr 10. Min. wurde ein Theil der Bevölkerung in Schrecken versetzt. An verschiedenen Punkten des Ortes wurde ein sehr deutliches Schwanken der Gegenstände wahrgenommen, das nur von einem Erdbeben herrühren konnte. Auch Störungen in der Telegraphen- und Telephon-Leitung wurden verspürt. In einem Hause fielen sogar in Folge der heftigen Bewegung leichte Gegenstände um. Bei dem unverhofften Schrecken, der besonders die Frauen erfasste, denen die Katastrophe

von Agram vor Augen stand, konnten auch recht heitere Stückchen verzeichnet werden. „Abwehr“.

68 *a*. Reichenberg. Durch das gestern in unserem Blatte veröffentlichte Trautenauer Telegramm kam man nachträglich auch in unserer Stadt zur Ueberzeugung, dass eine vorgestern Nachmittags zwischen 2 und 3 Uhr bemerkte Erschütterung gleichfalls auf Erdbeben zurückzuführen sei. In mehreren Häusern kamen Gläser, Vasen u. dgl. in Bewegung; in einem Hause standen auf einer Credenz zwei Vasen und zwischen denselben eine Stockuhr; eine der Vasen fiel herunter, die Uhr wurde verrückt. Der städtische Herr Ingenieur Adolph Kaulfers war gerade mit Zeichnen beschäftigt und hatte das Gefühl, wie wenn er von Jemanden gestossen würde; er schrieb dies dem Wagenverkehre zu und that dabei die Aeusserung: „Ist es doch gerade, als wenn das Rathhaus wackelte“. „Reichenberger Zeitung“.

68 *b*. Reichenberg. Gestern Nachmittag gegen 2 Uhr 45 Min. wurde sowohl hier, wie auch in der Umgebung ein Erdbeben verspürt, dessen Stösse ungefähr 4—5 Secunden andauerten. Aus der Gebirgsgegend laufen zahlreiche Mittheilungen hierüber ein. „Bohemia“.

68 *c*. Reichenberg. Gestern Nachmittag zwischen 2 Uhr 30 Min. und 2 Uhr 45 Min, wurde hier, besonders aber im südlichen Theile der Stadt, ein Erdbeben wahrgenommen, welches ob seiner Intensität immerhin einige Beachtung verdient. Dass es dabei nicht an komischen Scenen fehlte, braucht nicht erst erwähnt zu werden. Im Hause des Dr. P. fiel ein Geschirrschrank um, ohne indess Jemand zu beschädigen. [1]) Man beobachtete sogar das Zittern der Wände. Mit besonderer Heftigkeit bedachte dieses Naturphänomen das benachbarte Maffersdorf. „Abwehr“.

68 *d*. Reichenberg. Das Erdbeben ist hier gegen 2 Uhr 45 Min. durch ein Erzittern der Häuser, Klirren der Gläser in den Schränken und Auffahren von Thüren, sowie durch ein dumpfes Rollen bemerkbar geworden, merkwürdigerweise wurde es von den Telegraphenbeamten nicht wahrgenommen. Apotheker L. Hlasiwetz.

68 *e*. Reichenberg. Siehe Nachtrag *c*.

69. Aus Christiansthal liegt uns vom 1. Februar folgender Bericht vor: Auch hier in Christiansthal (800 Meter über dem Meere) wurde gestern Nachmittags um 2 Uhr 30 Min. eine heftige Erschütterung unter donnerähnlichem Getöse wahrgenommen. „Reichenberger Zeitung“.

70. Voigtsbach. Gegen 2 Uhr 30 Min. Nachmittags vernahm ich ein dumpfes Rollen, wesshalb ich zum Fenster ging, um nachzusehen, was für ein schwerer Wagen des Weges käme. Da auf einmal gab es einen solch' heftigen Stoss, dass im ganzen Hause die Fenster laut klirrten. Der Himmel war ganz heiter. Die Leute, welche sich im Freien befanden, hatten nichts gespürt. „Reichenberger Zeitung“.

71. Einsiedel. Gestern um 3 Uhr Nachmittags wurde in hiesiger Gegend ein einige Secunden währender Erdstoss wahrgenommen.

---

[1]) Scheint den anderen Berichten aus Reichenberg gegenüber wohl übertrieben.

Manche wollen auch ein dumpfes Getöse gehört haben. Während im Freien weilende Personen nichts bemerkten, klirrten im Innern der Häuser die Fensterscheiben und Gläser und Tische und Stühle wurden gerückt. „Reichenberger Zeitung".

72. Wie Inwohner von Ferdinandsthal melden, soll dortselbst gestern Nachmittags eine leichte Erderschütterung wahrgenommen worden sein, deren Folgen aber glücklicherweise keine nachtheiligen waren. Man kam mit dem blossen Schrecken davon und staunte nur über die seltsame, scheinbar ursachlose Verschiebung von Hausgeräthen, Kisten u. dgl. „Reichenberger Zeitung".

73. Aus Mildenau wird uns vom 1. Februar geschrieben: Die durch das Telegramm von Trautenau von dort avisirte Erderschütterung wurde gestern zu derselben Zeit auch hier verspürt. Dieselbe glich in der Wirkung einem etwa durch eine starke Explosion hervorgebrachten Dröhnen des Erdbodens in der Weise, dass einem vorhergegangenen dumpfen Krachen ein mehrere Secunden währendes Zittern nachfolgte, doch war dasselbe nicht so stark, dass sich dadurch Gegenstände in ihrer Lage verrückt hätten. „Reichenberger Zeitung".

74. Friedland. Das Erdbeben vom 31. Jänner wurde hier gar nicht bemerkt, jedoch in

72*b* Ferdinandsthal bei Haindorf wurde, wie die Leute erzählen, ein 2—3 Secunden anhaltendes Erdbeben mit kleiner Detonation, sowie ein dumpfes, donnerähnliches Rollen gegen 3 Uhr Nachmittags bemerkt. Die Erschütterung muss ziemlich stark gewesen sein, da die Leute erschreckt aus den Häusern liefen.

Das dumpfe Rollen pflanzte sich gegen

75. Mildeichen, und

76. Grösstentheils in's Gebirge gegen Wilhelmshöhe hin fort.

Franz Wich.

B. Schlesien.

I. Nordabhang des Iser- und Riesengebirges.

77. Marklissa bei Görlitz. 3 Erdstösse wahrgenommen. Die Leute hatten beim Frühstück (?) das Gefühl, als wenn sich der Boden höbe und senkte. „Schlesische Zeitung".

78*a*. Zackenfall im Riesengebirge. Den Erdstoss verspürt. „Trautenauer Wochenblatt".

78*b*. „Ich befand mich am 31. Januar auf halbem Wege von Zackenfall nach der Neuen schlesischen Baude. Es war Nachmittags zwischen 2 Uhr 30 Min. und 2 Uhr 45 Min. Kein Lüftchen rührte sich, es herrschte ringsumher tiefste Ruhe. Da vernahm ich plötzlich in der Richtung nach den Schneegruben — nach Süden — ein dumpfes, donnerähnliches Rollen. Der erste Gedanke war, dass ein Gewitter im Anzuge sei. Denselben Eindruck machte es auch auf die in einiger Entfernung befindlichen Holzführer, welche einander zuriefen. Doch schon im nächsten Augenblicke merkte ich, dass zwischen diesem Getöse, bei welchem man ganz deutlich 5—8 Absätze unterscheiden konnte, und dem Gewitterdonner ein wesentlicher Unterschied war. Dieses eigenthümliche, dumpfe Getöse dauerte 6—8 Secunden.

Unmittelbar darauf vernahm ich ein mässig starkes Rauschen, doch schien dieses von einem von Süden kommenden Luftzuge herzurühren, da sich gleichzeitig die Wipfel der Bäume bewegten. Eine zitternde oder schwankende Bewegung des Erdbodens, wie sie obige Waldarbeiter und Andere bemerkt haben wollen, habe ich nicht wahrgenommen.

79. In der Neuen schlesischen Baude, welche ich eine halbe Stunde darauf betrat, hatte man ebenfalls dieses dumpfe Getöse, aber ohne wirkliche Erderschütterung, wahrgenommen. Es hatte im Innern der Baude den Eindruck gemacht, als ob Jemand ziemlich stark an die Leitungsstange des Blitzableiters schlage.

80. Als ich bald darauf nach Marienthal zurückkehrte, zog ich sofort weitere Erkundigungen ein, und vernahm, dass man nicht nur hier, sondern auch

81. in den verschiedensten Theilen unseres ausgebreiteten Ortes Schreiberhau ausser dem dumpfen Rollen auch eine wirkliche Erschütterung der Erdoberfläche verspürt hatte. Es soll der Boden deutlich geschwankt, Gegenstände in den Zimmern gezittert und sich bewegt, und Fensterscheiben geklirrt haben. Mehrere glaubwürdige Zeugen versicherten mir, dass es ihnen vorgekommen sei, als ob ein mit Ketten behangener, schwerer Lastwagen im raschesten Tempo dahergefahren käme.

82. Der Zolleinnehmer im Zollhaus an der nach Böhmen führenden Chaussée glaubte, dass ein schwerbeladener Frachtwagen vorbeifahre, und eilte an's Fenster.

83. Ganz dieselbe Wahrnehmung hat man an verschiedenen Punkten des Isergebirges, z. B. Jacobsthal, Karlsthal u. a. a. O., gemacht. Darin scheinen alle Berichte übereinzustimmen, dass in geschlossenen Räumen die Erschütterung intensiver schien, als im Freien. Weniger übereinstimmend sind die Mittheilungen über die Richtung der Erdstösse. Während ich das Getöse von meinem Standpunkt aus deutlich in südlicher Richtung wahrnahm, behaupteten am Scheitberge beschäftigte Waldarbeiter übereinstimmend, dasselbe in der Richtung nach dem Hochstein und Flinsberg zu, also nach Nord und Nordwest bemerkt zu haben.

77 *b*—83. Hauptlehrer Winkler in Schreiberhau.

84. Warmbrunn. Die Erderschütterung vom 31. Januar soll wohl an verschiedenen Stellen hier verspürt worden sein, doch habe ich zuverlässige Beobachtungen hierüber nicht erlangen können. In Warmbrunn selbst ist weder an den Quellen, noch anderweitig eine Einwirkung des Erdbebens erkennbar gewesen.

Kgl. Hauptmann a. D. und Bade-Inspector Kühlein.

85. Hirschberg. Erderschütterung wahrgenommen.

K. k. Bezirksamtinspector Schneider.

86. Brückenberg und

87. Krumhübel eine 20 Secunden (!) lange Erderschütterung wahrgenommen, mit einem Geräusch, wie naher Donner begleitet. Die Leute liefen aus den Häusern. „Schlesische Zeitung“.

88. Schmiedeberg. Erderschütterung wahrgenommen.

II. Waldenburger Mulde.

89*a*. Liebau. Die Erderschütterung wahrgenommen.

89*b*. Liebau, s. Nachtrag *c*.

90. Schömberg. Die Erderschütterung wahrgenommen.

91. Friedland. Ein Erdstoss von Südwest nach Nordost um 2 Uhr 45 Min. wahrgenommen. Das Zimmer schien zu schwanken, freistehende Gegenstände wankten, Hängelampen klirrten.
„Schlesische Zeitung".

92*a*. Görbersdorf. 2 Uhr 45 Min. heftiger Erdstoss von Süd nach Nord. „Waldenburger Zeitung".

92*b*. Görbersdorf. Zwei von Südwest nach Nordost gerichtete, 3 Secunden lange Erdstösse. „Waldenburger Wochenblatt".

93. Landeshut in Schlesien. Heftiger Erdstoss wahrgenommen.
„Schlesische Zeitung".

94. Kynau, Kreis Waldenburg. Kurz vor 3 Uhr 2 Stösse hinter einander, der erste schwach, der zweite stärker. Wurde auch auf der 1200 Fuss hohen Kynsburg gespürt. Im Schloss Kynau wankten die Mauern, flogen die Thüren zu, im Dorfe wurde ein Sopha mit darauf liegendem Manne gerückt. Dröhnendes Geräusch, wie das Rollen eines Frachtwagens, wurde wahrgenommen.

95. Schenkendorf, Kreis Waldenburg, wie Kynau.

96. Ditmannsdorf, Kreis Waldenburg, wie in Kynau.

97*a*. Waldenburg. Erdstoss deutlich wahrgenommen.

97*b*. Waldenburg. 2 von Südwest nach Nordost gerichtete, 3 Secunden lange Erdstösse.
„Waldenburger Wochenblatt".

97*c*. Waldenburg. Auf dem Telegraphenamte nicht wahrgenommen, auch an der Leitung war keine Veränderung bemerkbar.
Hauptmann v. Wiese.

98*a*. Altwasser. Nachmittags 3 Uhr heftiger, dumpfer Erdstoss, derselbe scheint, aus seiner welligen Bewegung zu schliessen, südliche Richtung genommen zu haben. Möbel wurden bewegt, Gläser klirrten. „Waldenburger Zeitung".

98*b*. Altwasser, wie Waldenburg 96*b*.
„Waldenburger Wochenblatt".

99. Ober-Weistritz, Kreis Schweinitz. Erdstoss wahrgenommen. „Schlesische Zeitung".

C. Grafschaft Glatz.

100. Pischkowitz im Heinethale. 3 Uhr Nachmittags ein Erdstoss wahrgenommen, Dauer 5 Secunden.
„Schlesische Zeitung".

101. Cudowa. Erdstoss stark gespürt.
Bergamt Schwadowitz.

Nachtrag zu den Berichten.

A. Mittheilung der Bahnerhaltungs-Direction der k. k. Staatsbahn.

Auf allen Stationen der Staatseisenbahnstrecke Wenzelsberg-Ottendorf:

102. Wenzelsberg,
12*b*. Nachod,
96. Hronov,
103. Politz,
104. Matha-Mohern,
5*b*. Bodisch,
2*b*. Halbstadt,
1*d*. Braunau,
105. Ottendorf im Steinethal,

sowie in allen umliegenden Ortschaften und zwar in der Zeit von 2 Uhr 35 Min. bis 2 Uhr 38 Min. (Prager Zeit) wurde das Erdbeben wahrgenommen; dasselbe äusserte sich durch ein donnerähnliches Rollen, auf welches dann ein circa 3 Secunden andauernder Erdstoss folgte. Die Richtung, welche die Erderschütterung nahm, konnte trotz vielen Nachfragen nicht eruirt werden.

Nach gepflogenen Erhebungen sind in Folge des Erdbebens Geschirre, Gläser, sowie Hängelampen in Bewegung gesetzt worden, und in den Restaurations- und Wartsaal-Localitäten der Station Halberstadt wurde nach dem Erdstoss ein Schwingen der Luster beobachtet. An Gebäuden wurde in der Umgebung von Braunau ebenso wenig wie auf der Strecke Wenzelsberg-Ottendorf durch den Erdstoss ein Schaden angerichtet.

Die Bahnerhaltungs-Direction
der k. k. Staatsbahn-Gesellschaft.

106. Sophienthal bei Matha-Mohern. Am 31. Januar wurde um 2 Uhr 38 Min. Nachmittags ein heftiger, 2—3 Secunden anhaltender Erdstoss verspürt. Auch auf fast allen Stationen der Bahnstrecke Halbstadt-Chotzen wurde der Stoss beobachtet.

„Trautenauer Wochenblatt".

B. Mittheilung des Bahn-Inspectorates Nimburg an die Direction für Bau- und Bahnerhaltung der k. k. priv. österr. Nordwestbahn.

Das Erdbeben vom 31. Jänner gab sich innerhalb eines circa 3600 □Km. umfassenden Flächenraumes kund, welche Fläche ziemlich genau durch eine die Orte Reichenberg, Liebstadtl, Eisenbrod, Josefstadt, Nachod, Bösig, Braunau, Friedland, Landshut, Friedberg, Reichenberg umschriebene Curve fixirt wird.

Innerhalb dieses Flächenraumes trat das Erdbeben in der Richtung der Wasserscheide der Aupa und Elbe am heftigsten auf. Diese Richtung lässt sich durch eine NW—SO gezogene Intensitätslinie fixiren, indem sich das Erdbeben in der Strecke Mohren, Wildschütz, Weigelsdorf bemerkbar machte. Die Intensität des Erdbebens nahm von Wildschütz gegen Norden und von Weigelsdorf gegen

Süden allmälig ab, je nach der Entfernung der betreffenden Orte. Das Erdbeben war umso stärker bemerkbar, je mehr sich die Orte derselben nähern, und je mehr sie hiebei der Strecke Wildschütz-Weigelsdorf zur Seite liegen. In dem der Intensitätslinie näher liegenden Aupathal war auch das Erdbeben bedeutend stärker, als im Elbethal, und wurde in letzterem erst wieder in Spindelmühl stärker bemerkbar, während in Arnau,

107. Pelsdorf, Hohenelbe das Erdbeben sich nur wenig fühlbar machte, hingegen in sämmtlichen im Aupathale gelegenen Ortschaften von

108. Petzer bei Nachod deutlich wahrnehmbar war, darunter am stärksten in der Strecke Freiheit,

109. Hohenbruck.

24*d*. In Weigelsdorf fiel in Folge des Erdbebens ein Stallgewölbe ein. Der Bauzustand dieses Objectes war allerdings ein mangelhafter, namentlich das Gewölbe schadhaft, aber immerhin würde dasselbe ohne diese besondere Veranlassung muthmasslich noch mehrere Jahre Bestand gehabt haben.

23*d*. Bemerkt muss werden, dass in Trautenau und anderen Orten auch ein Rollen, wie vom Dache stürzender Schneemassen, während des 2 Secunden dauernden Erdbebens gehört wurde. Auch wurde in den Orten Freiheit,

110. Altstadt, Trautenau u. s. w. ein Ueberfliessen von mit Wasser vollgefüllten Gefässen bemerkt, freihängende Lampen geriethen in schwingende Bewegung.

C. Mittheilung des Bahn-Inspectorates Reichenberg an die Direction für Bau- und Bahnerhaltung der k. k. priv. österr. Nordwestbahn.

18*b*. In der Festung Josefstadt und in

19*b*. Jaromersch wurde um circa 2^h 30^m Nachmittag ein schwaches Fibriren, begleitet von einem Geräusch, ähnlich dem eines fahrenden Fuhrwerkes, wahrgenommen. Am Bahnhofe Josefstadt wurde nichts bemerkt, was wohl darin seinen Grund haben mag, weil hier in Folge des fortwährenden Verschiebens eine schwache Vibration des Bodens nicht auffällig ist.

13*b*. In Böhmisch-Skalitz wurde zur gleichen Zeit ein schwaches donnerähnliches Rollen in der Richtung Nordost—Südwest bemerkt. Bodenschwankungen geringfügiger Natur wurden nur in der Stadt wahrgenommen.

111. In Starkotsch vernahm man um 2^h 32^m Nachmittag ein etwa 5 Secunden anhaltendes dumpfes Rollen und schwaches Beben bei völliger Windstille.

In den Stationen

14*b*. Roth-Kosteletz,

15*b*. Schwadowitz,

27*b*. Parschnitz,

112. Bernsdorf,

113. Königshain,

89*b*. Liebau wurde um 1^h 32^m Nachmittag eine circa 2—3 Sec. dauernde SW—NO sich fortpflanzende Erderschütterung wahrgenommen, die von dumpfem Getöse begleitet war.

In Roth-Kostelетz, Schwadowitz und Parschnitz wurde hiebei ein starker Stoss verspürt, wogegen sich die Erschütterung in Bernsdorf, Königshain, Liebau minder stark äusserte.

27. In Parschnitz war der Erdstoss in dem an der Aupa gelegenen Theile der Ortschaft besonders heftig, da derselbe in den Gebäuden, obzwar diese meist nur ebenerdig und aus Holz erbaut sind, so stark verspürt wurde, dass die Einwohner erschrocken in's Freie liefen.

22*b*. In der Station Königinhof wurde um 2^h 33^m Nachmittag eine circa 3 Secunden dauernde Erschütterung wahrgenommen, welche erst dann als Erdbeben erkannt wurde, als die Station durch Bewohner der Stadt erfuhr, dass dort eine intensivere Erderschütterung verspürt wurde.

68*d*. In der Stadt Reichenberg wurde das Erdbeben um 2^h 38' Nachmittag (Ortszeit) besonders in den oberen Stockwerken wahrgenommen.

In der Station Reichenberg selbst wurde es wegen der immerwährenden Wagenverschiebungen nicht bemerkt.

114. In der Station Raspenau verspürte der Stations-Vorstand eine ihm anfänglich unerklärliche heftige Erderschütterung.

Erdbebennachrichten von Orten, welche ausserhalb des zusammenhängenden Erschütterungsgebietes gelegen sind.

115. Tanndorf bei Reichenau (am böhmischen Kamm). Bei vollkommen bewölktem Himmel und leichtem Schneefalle, bei ziemlicher Windstille wurde am heutigen Nachmittag zwischen halb 4 und 4 Uhr ein 5—6 Secunden anhaltendes unterirdisches Grollen, ähnlich dem Rollen des Donners, begleitet von heftigem Zittern des Erdbodens, gehört. Das Schwanken des Erdbodens war so bedeutend, dass das von Vielen unserer Gebirgsbewohner noch nie erlebte Phänomen allenthalben Schrecken verursachte. „Bohemia".

116. Bestwin. Auch hier in Bestwin bei Czaslau wurde am 31. Jänner um 2 Uhr (!) Nachmittags von mehreren Personen ein ziemlich deutliches, kurz dauerndes Erdbeben wahrgenommen.
„Bohemia".

117. Jitschin. Nach einer Correspondenz des „Prager Abendblatt" vom 5. Februar wurde daselbst am 31. Jänner Nachmittag eine sehr schwache Erschütterung wahrgenommen.

Negative Berichte.

1. Senftenberg und Umgebung. Die Erderschütterung nicht wahrgenommen worden. Domänendirector Kutschera.



2. Prag, Sternwarte. Ausser einer Abweichung der Barographen um 0^h ist keine Störung wahrgenommen worden.
K. k. Sternwarte-Adjunct Dr. Gruss.

3. Gabel und Umgebung. Das Erdbeben nicht wahrgenommen worden. Bürgermeisteramt Gabel.

4. Jeschkengebirg. Von verlässlicher Seite nicht wahrgenommen worden. Apotheker Hlasiwetz.

5 *a*. Kratzau. Man will wohl das Erdbeben wahrgenommen haben, weiss jedoch nichts mit Bestimmtheit darüber anzugeben.
Apotheker Gothler.

5 *b*. Kratzau.

6. Grottau.

7. Hartau in Sachsen.

8. Zittau in Sachsen und weiter hinaus ist von dem Erdbeben nichts wahrgenommen worden. Apotheker Hlasiwetz.

9. Friedland in Böhmen siehe 74. Bericht.

10. Hermsdorf und 11. Salzbrum im Kreise Waldenburg in Schlesien. Das Erdbeben nicht wahrgenommen.
„Waldenburger Zeitung".

12. Strecke der österr. Nordwestbahn Pardubitz bis Smirschitz. Das Erdbeben nicht wahrgenommen.

12. Strecke der österr. Nordwestbahn Kukus-Tremeschna-Mastig-Eisenbrod-Tannwald. Das Erdbeben nicht wahrgenommen.

13. Eisenbrod-Reichenberg-Seidenberg. Mit Ausnahme der Station Raspenau nicht wahrgenommen.
Bahn-Inspectorat Reichenberg.

14. Strecke der k. k. priv. österr. Nordwestbahn Prag-Mittelwalde. Weder auf der Strecke noch vom Verkehrspersonale irgend welche Erscheinung des Erdbebens wahrgenommen.
Bahn-Inspectorat Prag.

Aeltere Erdbeben im Gebiete des Riesengebirges.

E. R. Petrak zählt in einem Artikel „Beiträge zur Klimatologie des Riesengebirges" in der Zeitschrift: Das Riesengebirge in „Wort und Bild" 5. und 6. Heft folgende ältere Erdbeben auf.

1011 traf das Riesengebirg ein starkes Erdbeben.

1590. Am 15. September Nachts 12 Uhr ein starkes Erdbeben in der Hirschberger Gegend.

1751. Am 31. Juli, Abends 8 Uhr, ein heftiges Erdbeben in Hirschberg, welches im Schildauer Thorthurm einen Riss veranlasste.

1799. Im October in Hirschberg eine Erderschütterung von ONO. nach WSW.

1799. Am 11. December kurz um 4 Uhr längs des ganzen Riesengebirges österr. und schlesischerseits einer Erderschütterung, begleitet von einem heftigen Getöse, das dem Rollen mehrerer schwerbeladener Wagen auf gefrorenem Boden ähnlich war.

1837. Am 14. März. Abends nach 5 Uhr in Hirschberg eine Erderschütterung von geringer Ausdehnung.

In Hoff „Chronik der Erdbeben", 2. Thl., pag. 121, finden wir nach dort angegebenen Quellen über das Erdbeben vom 11. December 1799 verzeichnet, dass hierbei ein Theil von Schlesien, Schweidnitz, Glatz, Friedland von drei rasch aufeinander folgenden Stössen getroffen wurde, die Richtung war von Süd nach Nord. In den Steinkohlengruben von Glatz und Böhmen wurde heftige Erschütterung stark empfunden, Ein rollendes Getöse wurde gehört in Mistersdorf, Schwarzbach, Hermsdorf u. s. w. Merklicher auf der grossen Iser, stärker war dies Getöse und die Erschütterung zu Liebwerda, Haindorf, Raspenau, Hirschberg, am stärksten auf den Kämmen in allen Gebirgsdörfern des Riesengebirges in Schmiedeberg, Landshut, Waldenburg. Die Seitenwirkung hat sich mehr nach Ost und fast gar nicht unter dem Gebirge hin nach West verbreitet.

Ferner ebenda pag. 331.

1829. Am 2. Juni zeigt sich in Warmbrunn das Mineralwasser blau und molkig. In der Nacht vom 2. zum 3. empfand man auf der Schneekoppe drei Erdstösse. Der Wirth floh in's Thal.

Aus den vorstehenden Erdbebenberichten:

14. Rothkosteletz. Die ältesten Bewohner der Stadt zählen schon ein viertes Erdbeben, halten aber das letzte für das stärkste.

26. Baussnitz. Die ältesten Leute der Gemeinde wissen sich an einen Erdstoss zu erinnern vor etwa 40 Jahren, welcher an Stärke dem jetzigen nicht gleichzustellen ist.

64*d*. Gablonz ein Erdbeben vor längst vergangener Zeit (1799?)

Als neuere Erderschütterung endlich meldete die meteorologische Station Trautenau am 19. Februar Morgens 3^h 16^m Früh einen ziemlich heftigen verticalen Stoss mit SW-NO Radius, der jedoch weder im näheren noch im weiteren Umkreise beachtet oder bemerkt worden zu sein scheint.

Zusammenfassung der Berichte.

Nach den vorstehend mitgetheilten Berichten über das Erdbeben am 31. Jänner d. J. lassen sich folgende Angaben zusammenfassen.

Das von dem Erdbeben betroffene Gebiet wird durch eine Linie begrenzt, welche vom östlichsten Punkt Pischkowitz im Glatzischen nach Cudowa, Wenzelsberg im Süden, sodann nach Böhm. Aicha im Westen, Friedland i. Böhmen im Norden, über Altwasser und Kynau in Schlesien gegen ihren Ursprung zurückläuft.

Es umfasst sohin dieses Gebiet die Waldenburger Mulde zwischen dem Braunauer Gebirge und dem Riesengebirge, das Riesen- und Isergbirge bis zum Jeschkenkamm, sowie den sogenannten Königreich-Wald zwischen der Aupa und Elbe. Diese Abgrenzung des Gebietes erfolgte allerdings nur aus den ermittelten Wahrnehmungen, da diese nur auf physiologischen Eindrücken beruhen, und keineswegs durch Seismometer controllirt wurden, ist es immerhin möglich, dass das Erschütterungsgebiet umfassender sein mochte, als es

sich nach obigem ergibt; ja es ist selbst nicht ausgeschlossen, dass die Erscheinung, weil in der äusseren Zone überhaupt schwach, vielfach selbst da gar nicht bemerkt worden ist, wo sie noch wahrnehmbar gewesen wäre. Man sieht aber, dass von der eigentlichen kräftigeren Erschütterung ein wohl begrenztes Gebiet betroffen worden ist, das allerdings in seiner etwaigen Ausdehnung von circa 4500 □Klm. im Flächenraum gegen andere Erschütterungsgebiete nachsteht.

Was die Zeit der Erschütterung betrifft, so gehen die Angaben, wie bei allen solchen Fällen, stark auseinander, zumal für das Eintreten derselben bald Ortszeit, bald Prager, ja einmal sogar Wiener Zeit angegeben wird, was letzteres wohl ein Irrthum sein mag. Für den Eintritt der Erschütterung ist nur ein Moment sicher, es ist die Angabe der *23a* Trautenauer meteorologischen Station, auf welcher 2^h 40^m mittlere Ortszeit der Chronometer stehen blieb. Die übrigen Zeitangaben sind nach gewöhnlichen, wohl in nur wenigen Fällen verlässlichen Uhren gemacht. Dieselben schwanken zwischen 2^h 50^m und 3 Uhr, in einem Falle (*67b* Maffersdorf) wird 3^h 10^m angegeben, in dem allerdings fern abliegenden Tanndorf wird 3^h 30^m —4^h angegeben. In *1c* Braunau blieb die Pendeluhr 2^h 46^m Klosterzeit, das heisst wohl ungefähr Ortszeit, stehen. Nach mittlerer Prager Zeit fand das Erdbeben in Trautenau um 2^h 34^m statt, diese selbe Zeit aber ergibt sich auch für Braunauer Zeit 2^h 46^m. Die meisten Zeitangaben der Bahnen liegen um diesen Punkt, bei anderen ergeben sich jedoch solche Differenzen, dass man entschieden an eine Unrichtigkeit glauben muss. Ist es unter solchen Umständen nicht möglich, die verschiedenen Zeitangaben einer vergleichenden Würdigung zu unterziehen, so kann nur das eine festgestellt werden, dass am 31. Jänner in einer 2^h 40^m Trautenauer mittlere Ortszeit = 2^h 34^m Prager mittlere Zeit naheliegenden Zeit das vorstehend begrenzte Gebiet erschüttert wurde.

Die Art des Bebens wird verschieden bezeichnet. Sie wird als Stoss angegeben in: 1. Braunau, 2. Halbstadt, 4. Weckelsdorf, 8. Starkstadt, 20. Kukus, 23. Trautenau, 24. Weigelsdorf, 25. Altenbuch, 26. Bausnitz, 35. Mohren, 36. Jungbuch, 37. Freiheit, 38. Marschendorf, 39. Grossaupa, 40. Johannisbad, 44. Polkendorf, 45. Schwarzenthal, 60. O. Polaun, 64. Gablonz, 65. Grünwald, 66. Proschwitz, 91. Friedland, 92. Görbersdorf, 93. Landeshut, 97. Waldenburg, 98. Altwasser, 100. Pischkowitz, 101. Cudowa. — Als Erschütterung: 3. Deutsch-Wernersdorf, 12. Nachod, 13. Skalitz, 14. Roth-Kosteletz, 18. Josefstadt, 22. Königinhof, 29. Schatzlar, 48. Niederhof, 49. Oberhohenelbe, 53. Spindelmühle, 54. Rochlitz, 61. Morchenstern, 67. Maffersdorf, 68. Reichenberg, 89. Liebau, 102—105. Wenzelsberg, Ottendorf, 114. Raspenau. Als Schwanken, Zittern, Vibriren oder Beben wird die Erscheinung bezeichnet: 15. Schwadowitz, 17. Eipel, 18. Josefstadt, 19. Jaromersch, 20. Kukus, 21. Gradlitz, 22. Königinhof, 31. Arnau, 47. Hohenelbe, 69. Christiansthal, 73. Mildenau, 78. Zackenfall, 79. Marienthal, 80. Schreiberhau, 111 Starkotsch, 115. Tanndorf.

In den meisten Fällen wurde nur eine Erschütterung wahrgenommen. 20. Kukus, 21. Gradlitz meldet mehrere Erdstösse, ebenso

60. Ober-Polaun, 61. Proschwitz; in 64. Gablonz, 94. Kynau, 97. Waldenburg, Altwasser werden zwei, in einem einzigen, sehr fraglichen Berichte, 77. Marklissa, drei Stösse angegeben.

Bezüglich der Stärke der Erschütterung werden je nach dem subjectiven Eindruck wohl verschiedene Angaben gemacht, wenn man die begleitenden Umstände jedoch in Betracht zieht, so lassen sich die Angaben wohl soweit calculiren, dass man sehr stark, stark, ziemlich stark und schwach erschütterte Orte zu unterscheiden vermag.

1. Sehr sark vom Erdbeben betroffen sind:

23. Trautenau, 24. Weigelsdorf, 26. Bausnitz.

2. Stark erschüttert wurden:

12. Nachod, 13*a*. Böhm.-Skalitz, 14. Roth-Kosteletz, 15. Schwadowitz, 25. Altenbuch, 27. Parschnitz, 28. Wildschütz, 34. Hermannseifen oberer Ort, 35. Mohren, 36. Jungbuch, 37. Freiheit, 38. Marschendorf, 39. Grossaupa, 40. Johannisbad, 45. Polkendorf, 60. Ober-Polaun, 64. Gablonz, 65. Grünwald, 109. Hohenbruck bei Trautenau.

3. Ziemlich stark erschüttert wurden:

2. Halbstadt, 3. Deutsch-Wernersdorf, 4. Weckelsdorf, 8. Starkstadt, 41. Schwarzenberg, 42. Riesenbaude, 50. Heidelberg, 51. Wachurbauden, 53. Spindelmühle, 54. Witkowitz, 55. Krizlitz, 59. Passek, 61. Morchenstern, 66. Proschwitz, 67. Maffersdorf, 86. Brückenberg, 87. Krummhübel, 90. Friedland, 92. Görbersdorf, 94. Kynau, 101. Cudowa, 102. Wenzelsberg, 104. Matha-Mohren, 105. Ottendorf, 106. Sofienthal, 107. Petzer 114. Raspenau bei Friedland.

4. Schwach erschüttert wurden:

1. Braunau, 13. Böhm.-Skalitz (siehe auch unter 2), 18. Josefstadt, 19. Jaromersch, 20. Kukus, 21. Gradlitz, 22. Königinhof, 29. Schatzlar, 31. Arnau, 45. Schwarzenthal, 46. Oberlangenau, 47. Hohenelbe, 48. Niederhof, 49. Oberhohenelbe, 62. Liebenau, 63. Böhm.-Aicha, 70. Einsiedel, 72. Ferdinandsthal, 73. Mildenau, 78. Am Zackenfall, 79. in der schlesischen Baude, 80. Marienthal, 81. Schreiberhau, 84. Warmbrunn, 89. Liebau, 97. Waldenburg, 98. Altwasser, 100. Pischkowitz, 111. Starkotsch, 110. Bernsdorf, 113. Königshain, 115. Tanndorf.

Betreffs der Richtung der Erschütterung werden, wie dies in allen derartigen Fällen geschieht, öfter sehr widersprechende Angaben gefunden. 1. Braunau soll O—W und SO—NW erschüttert worden sein. Da jedoch eine NWzN—SOzS schwingende Pendeluhr durch das Erdbeben stehen blieb, so ist das Azimuth der Erschütterung SW—NO, was auch mit anderen Angaben übereinstimmt. 8. Starkstadt gibt SN an. Nachdem jedoch im Silberstein'schen Schlosse an der Nordwestfront sich Sprünge aufthaten, so scheint der Stoss NW—SO verlaufen zu sein. 15*a*. Schwadowitz fühlte einen im magnetischen Meridian SN gerichteten Stoss. Nach 15*b*. war dort die Erschütterung SW—NO gerichtet. 26. Bausnitz soll SW—NO erschüttert worden sein; die im Schulhause entstandenen SW—NO verlaufenden Diagonalsprünge an den Decken, und die senkrechten Sprünge an der Nord- und Süd-Wand lassen auf einen NW—SO gerichteten

Stoss schliessen, ebenso die Angabe, dass die im Orte zwischen SW—NO gelegenen Häuser stärker betroffen worden sind. 46. Hohenelbe gibt O—W, 48. Oberhohenelbe W—O an, ebenso 54. Křizlitz W—O, 56. Rochlitz O—W, 98*a*. Altwasser Süd, 98*b*. Altwasser Südwest—Nordost.

Man sieht, dass einige widersprechende Angaben durch Thatsachen richtig gestellt werden, die übrigen sind zu mindesten in der Richtung zum Theile wohl verschieden, stimmen aber in der Linie. Fasst man die beobachteten Erschütterungsrichtungen wieder zusammen, so ergeben an:

1. N—S Richtung:

98*a*. Altwasser.

2. NO—SW.

31. Oels, 32. Döberney.

3. O—W.

1. Braunau, 29. Pilnikau, 47. Hohenelbe, 56. Rochlitz, 59. Passek.

4. SO—NW.

1. Braunau, 31. Arnau, 35. Mohren.

14. S—N.

8. Starkstadt, 15. Schwadowitz, 92*a*. Görbersdorf.

6. SW—NO.

1. Braunau, 2. Halbstadt, 13. Böhm.-Skalitz, 14. Roth-Kosteletz, 15. Schwadowitz, 23. Trautenau, 24. Weigelsdorf, 27. Parschnitz, 61. Morchenstern, 64. Gablonz, 89. Liebau, 91. Friedland i. S., 92. Görbersdorf, 97. Waldenburg, 98*b*. Altwasser, 110. Bernsdorf, 111. Königshain.

7. W—O.

3. D.-Wernersdorf, 17. Eipel, 49. Oberhohenelbe, 55. Krizlitz.

8. NW—SO.

8. Starkstadt, 26. Bausnitz, 62. Liebenau.

Die Richtung N—S wird einmal, NO—SW 2mal, O—W 4mal, SO—NW 3mal, S—N 3mal, SW—NO 16mal, W—O 4mal, NW—SO 3mal angegeben.

Als vertical oder nahezu vertical wird der Stoss in 23*a* Trautenau bezeichnet. Ebenso müsste man für 24. Weigelsdorf einen nahezu verticalen Stoss annehmen, nachdem dort die gewölbte Decke eines Pferdstalles einstürzte. Auch aus 60. Ober-Polaun werden verticale Erdstösse gemeldet, doch ist nicht zu ersehen, wodurch sich diese Stossrichtung zum Ausdruck brachte.

Ein wellenförmiges Fortschreiten des Stosses wird nur in sehr wenigen Fällen beobachtet. 17*b*. Eipel berichtet von einer wellenförmig WO, 23*b*. Trautenau von einer solchen SW—NO gerichteten Bewegung einer Nähmaschine, ferner von in dieser Richtung bewegten Möbeln im Hause Nr. 116. In 26*b*. Bausnitz wurde eine wellenförmige Hebung und Senkung der Schulbänke wahrgenommen, 49*b*. Ober-Hohenelbe und 98*a*. Altwasser erwähnen ebenfalls eine wellenförmige Bewegung. Uebrigens ergibt sich aus der Art und Weise, wie in den verschiedenen Berichten vom Schwanken des Fussbodens, der Bilder an den Wänden, dem Klirren von Gläsern u. s. w. berichtet wird, dass diese Art der Fortpflanzung des Erdbebenstosses die allgemeine war.

Ein thatsächliches Nichtwahrnehmen der Erschütterung innerhalb des Erschütterungsgebietes wird von zwei Orten angegeben. In der Wilhelminengrube bei 10. Zdiarek wurde das Erdbeben nicht wahrgenommen, ferner 34. in Hermannseifen, wo man im unteren Theile des Ortes gar nichts wahrnahm.

In den oberen Stockwerken der Gebäude wurde die Erschütterung in 15. Schwadowitz, 23*b* und *c* Trautenau, 39. Marschendorf, 64. Gablonz stärker als zu ebener Erde wahrgenommen.

Alle Berichte, 34. Hermannseifen, 38. Marschendorf, 40. Johannisbad, 49. Oberhohenelbe, 56. Rochlitz, 60. Ober-Polaun, 64*a* Gablonz, stimmen darin überein, dass die Erschütterung in den höher gelegenen Orten stärker war als in den tiefer gelegenen. 8. Starkstadt macht eine Ausnahme, indem dort das Gegentheil behauptet wird, was wohl in der örtlichen Beschaffenheit seinen Grund haben mag.

Wie aus dem Berichte 10. Wilhelminengrube bei Zdiarek mit Gewissheit, aus dem Bericht 29*a*, *b* Schatzlar mit Wahrscheinlichkeit hervorgeht, war das Erdbeben unterirdisch weniger wahrnehmbar, als über der Erde.

Die Dauer der Erschütterung wird gleichfalls recht verschieden angegeben. Die Angaben schwanken zwischen 1—20 Secunden. Es ist dieses wohl daraus zu erklären, dass aus denselben nur eine Schätzung zu Grunde liegt, und dass bald die Erschütterung allein, bald das sie begleitende Geräusch mit in Rechnung gebracht wird. Gegen die Peripherie des Erschütterungsgebietes wird durchwegs eine längere Dauer der Erscheinung angegeben.

Es geben an:

1 Secunde: 4. Weckelsdorf; 1—2 Secunden: 64. Gablonz, 2 Secunden: 23. Trautenau; 2—3 Secunden: 15. Schwadowitz, 24. Altenbuch, 49. Ober-Hohenelbe, 66. Proschwitz, 72. Ferdinandsthal, 89. Liebau, 106. Sofienthal, 109. Bernersdorf, 111. Königshain; 3 Secunden: 1. Braunau, 2. Halbstadt, 9. Hronow, 12. Nachod, 22. Königshof, 28. Schatzlar, 56. Rochlitz, 92. Görbersdorf, 97. Waldenburg, 98. Altwasser, 102. Wenzelsberg, 103. Politz, 104. Matha-Mohren, 105. Ottendorf; 3—4 Secunden: 2. Halbstadt, 63. Böhm.-Aicha; 4 Secunden: 8. Starkstadt, 13. Böhm.-Skalitz, 16. Eipel, 38. Marschendorf, 60. Ober-Polaun; 4—5 Secunden: 68. Reichenberg; 5 Secunden: 1. Braunau, 14. Rothkosteletz, 101. Cudowa, 109. Starkotsch; 5—6 Secunden: 61. Morchenstern. 115. Tanndorf; 6—8 Secunden: 78. Zackenfall; 10 Secunden: 19. Jaromersch, 48. Niederhof, 55. Krizlitz; 20 Secunden: 86. Brückenberg, 87. Krumhübel.

1 Secunde 1mal, 1—2 Secunden 2mal, 2 Secunden 1mal, 2—3 Secunden 9mal, 3 Secunden 14mal, 3—4 Secunden 2mal, 4 Secunden 5mal, 4—5 Secunden 1mal, 5 Secunden 3mal, 5—6 Secunden 2mal, 6—8 Secunden 1mal, 10 Secunden 3mal, 20 Secunden 2mal.

In ungefähr 50 Fällen wurde mit Erderschütterung ein Geräusch wahrgenommen, welches zumeist als langanhaltend und rollend bezeichnet wird. Nur wenige Berichte machen eine Ausnahme. 12. Nachod berichtet betäubende Detonation, 19. Kukus wie wenn ein Frachtwagen umwirft, 61. Morchenstern wie das Brausen einer Locomotive, 73. Mildenau wie das Dröhnen einer Explosion.

Ein dumpfes unterirdisches Rollen nahmen wahr:

2. Halbstadt, 25. Bausnitz sehr stark, 49. Ober-Hohenelbe, 70. Voigtsbach, 71. Einsiedel, 89. Liebau, 98. Altwasser, 109. Starkotsch, 110. Bernsdorf, 41. Königshain, 115. Tanndorf.

Ein donnerähnliches Geräusch nahmen war:

1. Braunau, 2. Halbstadt, 4. Weckelsdorf, 9. Hronow, 12. Nachod, 13. Böhm.-Skalitz, 17. Eipel, 26. Parschnitz, 60. Ober-Polaun, 69. Christiansthal, 72. Ferdinandsthal, 78. Zackenfall, 86. Brückenberg; 87. Krummhübl, 102. Wenzelsberg, 103. Politz, 104. Matha-Mohren, 105. Ottendorf.

Ein Geräusch, wie es eine von einem Dache herabrollende Schneemasse erzeugt, wurde in folgenden Orten wahrgenommen:

15. Schwadowitz, 23. Trautenau, 28. Schatzlar, 34. Hermannseifen, 41. Schwarzenberg sehr stark, 45. Schwarzenthal, 46. Oberlangenau, 47. Hohenelbe, 52. Pommersdorf.

Mit dem Rollen eines fahrenden schwer beladenen Wagens wird das Geräusch verglichen:

18. Josefstadt, 19. Jaromersch, 38. Marschendorf, 144. Polkendorf, 68. Gablonz, 81. Schreiberhau. 94. Kynau.

Das Geräusch wird zumeist als die Erschütterung begleitend angeführt. In nachfolgenden Orten aber nahm man wahr, dass die Erschütterung dem Geräusch nachgefolgt ist.

1*d*. Braunau, 2*c*. Halbstadt, 9*b*. Hronow, 12*b*. Nachod, 102. Wenzelsberg, 103. Politz, 104. Matha-Mohren, 105. Ottendorf. (Siehe Nachtrag *a*.) Ferner 50. Heidelberg, 51. Wachurbauden und sodann 70. Voigtsbach, 73. Mildenau, 78. Zackenfall. Insoferne man hier die vom Berichterstatter wahrgenommene Bewegung der Waldbäume als eine Folge der Erschütterung des Bodens gelten lassen will.[1])

Eine physiologische Einwirkung der Erschütterung auf Thiere wird nur in zwei Fällen, u. z. aus dem zumeist betroffenen Gebiet erwähnt. 22*b*. Trautenau und 26*a*. Parschnitz.

Was die Angaben von Wahrnehmungen des Erdbebens anbelangt, welche an Orten, die ausserhalb des Erschütterungsgebietes liegen, gemacht sein wollen, so erscheint einer wegen der Zeitangaben fragwürdig. Bestwin gibt 2^h, also mindestens eine halbe Stunde früher, die Erschütterung an, als sie in Trautenau beobachtet wurde. Für Jitschin fehlen alle weiteren Angaben, doch gilt das weiter oben Gesagte über die allenfallsige grössere Verbreitung des Bebens. Tanndorf bei Reichenau gibt allerdings $3^h 30$—4^h, also fast eine Stunde nach Trautenau, an, dürfte aber immerhin eine Beachtung verdienen.

Ergebnisse und Betrachtungen.

Obwohl das Erdbeben, welches am 31. Januar 1883 die Umgebung von Trautenau und in einem weiteren Umkreis das Riesen- und Isergebirge, sowie das ganze Gebiet östlich bis Braunau und südlich bis zum Zusammenflusse der Aupa und Elbe erschütterte, hinsichtlich seiner Ausdehnung und Heftigkeit vielen anderen Erdbeben

[1]) Vergleiche übrigens hiezu A. v. Lassaulx. Die Erdbeben. Handwörterbuch der Mineralogie, Geologie und Paläontologie I, p. 320.

nachsteht, so bietet es doch nach manchen Richtungen bemerkenswerthe Erscheinungen.

Zunächst versagen allerdings die gesammelten Berichte die Möglichkeit über die Schnelligkeit der Verbreitung der Erdbebenwelle und in gleicher Weise über die Tiefe des Ursprunges einen Schluss zu ziehen, wie dies in allerdings so vorzüglicher Weise zwischen Agram und Wien bei dem heftigen Erdbeben vom 9. Nov. 1880 geschehen konnte [1]). Hiezu fehlen die exacten Beobachtungen, die nur dann möglich wären, wenn, wie zu Trautenau, der Eintritt des Erdbebens in Reichenberg oder Braunau mittelst Chronometers fixirt worden wäre. In Braunau ist zwar durch Stillstehen einer Uhr dieser Zeitpunkt fixirt worden, aber — und das wäre wohl bei der Geringfügigkeit der Entfernung ein nahezu richtiges Ergebniss zu nennen — diese Zeit fällt mit der Trautenauer Zeitangabe zusammen. Friedland in Schlesien gibt 2 Uhr 48 Min. Ortszeit für den Eintritt der Erschütterung an, d. i. 2 Uhr 38 Min. Mittags Prager Zeit, und nachdem 2 Uhr 40 Min. Trautenauer Zeit gleich sind 2 Uhr 34 Min. Prager Zeit, so hätte das Erdbeben, bis dahin zu kommen, d. i. um circa 24 Kilometer zurückzulegen, 4 Minuten gebraucht, was doch wohl nicht anzunehmen ist. Dies eine Beispiel mag genügen, die Unverwendbarkeit der erhaltenen Zeitangaben zur Ableitung einer Angabe der Geschwindigkeit zu beweisen. Es könnten wohl 10—15 Secunden hingereicht haben, die Erdbebenwelle von ihrem Ausgangspunkte zum äussersten Ende des Erschütterungsgebietes zu bringen, was zu beobachten nur mit sicheren Zeitmessern hätte geschehen können. Wir sehen demnach von den Erörterungen dieser Frage ab und nehmen nach dem Ergebniss der Braunauer Uhr an, dass das Gebiet zu gleicher Zeit oder doch in nahezu gleicher Zeit erschüttert wurde.

Die Linie, welche wir erhalten, wenn wir auf Grund der gesammelten Erfahrungen das Erschütterungsgebiet umschreiben, ist keine regelmässige Curve. Von Braunau im Osten folgt sie dem Steinethal längs des Braunauer Gebirges, geht um oder über das Heuscheuergebirge im Süden an den böhmischen Kamm und den Zusammenfluss der Mettau, Aupa und Elbe bei Josefstadt, und folgt von hier dem Laufe der Elbe stromaufwärts bis gegen Pelsdorf, von wo sie ostwärts die Iser überschreitet. Von hier macht die Begrenzungslinie einen nordwärts gekehrten Bogen und eine Ausbuchtung am Südfusse des Jeschkenrückens um Liebenau und Böhm. Aicha, und wendet sich, dem Westabfall des Isergebirges folgend, nordwärts bis gegen Friedland, Raspenau, von wo sie nun längs des Nordfusses des Iser- und Riesengebirges bis nach Hirschberg, und sich nördlich um Waldenburg in der Richtung gegen Schweidnitz krümmend nach ihrem Ausgangspunkt südöstlich zurückläuft.

Diese Linie umschreibt zwei tektonisch vollständig entgegengesetzte Gebiete: Die Waldenburger Kohlenmulde und das Riesen- und Isergebirge.

---

[1]) Herr v. Hantken in „das Erdbeben von Agram im Jahre 1880" Separatabdruck aus d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anstalt, pag. 83, glaubt, dass selbst hiebei ein bedeutender Beobachtungsfehler unterlaufen sei.

Die Waldenburger Kohlenmulde, über deren Bau wir von Herrn G. A. Schütze in Waldenburg eine sehr gründliche und genaue Arbeit [1]) besitzen, ist den krystallinischen Gesteinen des Riesen- und Eulengebirges an- und aufgelagert. An den aus Granit, Gneiss und Glimmerschiefer bestehenden Riesenkamm schliesst sich östlich der Schmiedeberger- und Landshuterkamm, der im Norden fortziehend bis ans Boberthal reicht. Auf die älteren krystallinischen Gesteine und auf den Glimmerschiefer des Rabengebirges reicht bis südwestlich von Liebau eine Zone von Hornblende-, Chlorit- und Grünschiefern, auf welche sodann Urthonschiefer folgen, denen Thon-, Alaun-, Kiesel- und grüne Schiefer aufgelagert sind, welche nach darin vorgefundenen Graptolithen schon silurisch sind. Sie bilden das Grundgebirge der Mulde im Westen und Norden. Auf der Ostseite erhebt sich das Eulengebirge, welches gleichfalls altkrystallinisch, nur im südöstlichen Theil silurisch, die Mulde bis Eckersdorf begrenzt, wo die Steinkohlenformation unter dem Rothliegenden verschwindet, um erst wieder westlich in der Richtung von Straussenei nach Schatzlar in Berührung mit dem krystallinischen Grundgebirge wieder aufzutauchen. So wird durch die Höhenzüge eine Mulde abgegrenzt, welche eine nordwest-südöstliche Erstreckung von 56 Kilometer, eine südwest-nordöstliche Breite von 30 Kilometer besitzt, welche nur zwischen Eckersdorf und Schatzlar nicht von krystallinischen Randgebirgen abgeschlossen ist, doch tritt südlich von Trautenau und Pilnikau bis nach Skalitz noch an vielen Stellen das krystallinische Grundgebirge aus der durch Erosion lückenhaft gewordenen Rothliegend- und Plänerdecke heraus. Am südwestlichen Muldenrand treten übrigens die Steinkohlenschichten über diesen und bilden hier einen Sattel, dessen Neigungslinie zu beiden Seiten 5—10° beträgt. Die Mulde selbst wird von Steinkohlen-, Rothliegend- und Kreidegebilden vollständig erfüllt. Die Glieder der Steinkohlenformation, welche Herr Schütze in fünf Stufen einschliesslich des Culm theilt, legen sich synklinal auf das Grundgebirge auf, sie streichen auf der Westseite SO—NW und fallen NO, gehen im Bogen auf der entgegengesetzten Seite in das parallele Streichen mit SW-Fallen über.

Verwerfungen auf der Waldenburger Seite haben eine mit der Muldenaxe zusammenfallende Richtung. Dem Carbon conform sind sodann die Permschichten gelagert und zwar erheben sich dieselben mit dem ersteren als ein dem Streichen paralleler Kamm von circa 700 Meter Höhe auf der Südwestseite, der im Norden in ein circa 600 Meter hohes Hügelland herabsinkt. Auf der Nordwestseite der Mulde breiten sich jüngere Permgebilde aus und bedecken die grössere Hälfte derselben zwischen dem Eulen- und Heuscheuergebirge. In ihnen streicht parallel zur Muldenaxe von Neurode-Tunschendorf bis Friedland in Schlesien ein mächtiger, aus Melaphyr und Porphyr bestehender Gebirgszug, welcher zwischen Heinzendorf bei Braunau und Wüstegiersdorf 7 Kilometer breit wird und circa 890 Meter Höhe erreicht. Als

[1]) G. A. Schütze, Geognostische Darstellung des niederschlesisch-böhmischen Steinkohlenbeckens. Abhandlungen zur geolog. Specialkarte von Preussen. Bd. III, Heft 4. Berlin 1882. S Schropp.

ein schmälerer Zug setzt er bis Landshut fort und biegt dort von SO um. Die südwestliche Hälfte der Mulde nehmen Kreidegebilde ein und zwar gleichfalls synklinal gelagerte turone und senone Quadergesteine, deren westlicher Rand als Riegel an den Schwadowitzer Kamm anstossend sich in Bogen nordwärts zieht, die Bucht zwischen den älteren Gebilden ausfüllt, dann von Liebenau ebenfalls in einer zur Muldenaxe conformen Linie südöstlich als Falten- und Heuscheuergebirge in die Grafschaft Glatz fortsetzt, als dessen nordwestlichste das innerste der Mulde zur Gänze erfüllende Gebirge man sodann die Adersbacher und Weckelsdorfer Felsen hat.

Südwestlich von der Waldenburger Mulde breitete sich die Erderschütterung noch bis über das Elbethal bei Jaromersch und Josefstadt aus, um von hier wieder gegen das Riesengebirge zurückzukehren. Dieser Theil des Erschütterungsgebietes wird von Dyasschichten erfüllt, welche als breiter Strich, zwischen Eipel und Schatzlar beginnend, am Südfusse des Riesengebirges mit im Mittel ostwestlichen Streichen über Neupaka bis in die Gegend von Eisenstadt im Süden und Turnau im Norden herüberziehen, um dann unter der Kreide zu verschwinden, welche sich hier mit einem sehr charakteristischen Bruchrand nunmehr gegen Norden um die Abhänge des Jeschken und von da gegen Westen und Süden ausbreitet. Im Osten zieht sich von Schwadowitz über Kosteletz nach Nachod und hier bis an die krystallinischen Schiefer an den nördlichen Ausläufern des böhmischen Kammes die Dyas in einem Streifen weiter herunter, um gleichfalls westwärts unter der Kreide zu verschwinden, die von Wenzelsberg nunmehr das ganze übrige Gebiet bis Josefstadt und nun an der Elbe aufwärts zwischen Königinhof und Ketzelsdorf, den sogenannten Königreichwald bildend, ausfüllt. Es ist jedenfalls bemerkenswerth, dass auch hier, wie oben bemerkt, an vielen Stellen das alte krystallinische Gebirge hervorlugt.

So gelangen wir nun an's Riesen- und Isergebirge. Der mächtige Granitkörper dieses SSO.-NNW. streichenden Gebirges ist von einem breiten krystallinischen Schiefermantel umgeben, welcher sich freilich wohl nicht mit jener Regelmässigkeit anschmiegt, wie dieses mit den Schichten in der Waldenburger Mulde der Fall ist, aber eben mit diesem Schiefermantel bildet das Gebirge das Gegentheil der Mulde, einen mächtigen Sattel, von welchem die geschichteten Massen antiklinal abfallen. Vom Schmiedeberger Kamm südwärts bis in die Gegend von Freiheit-Jungbuch, und von da westwärts bis Hohenelbe und bis an den Wolfskamm breitet sich ein breiter Streifen Gneiss und Glimmerschiefer aus, welcher vom Wolfskamm bis zur Schneekoppe einen Streifen Fleck- und Quarzitschiefer zwischen sich und den Granit der Siebengründe einzwängt. Eine ganz schmale Zone Phyllite, Kalkschiefer und Hornblendegesteine trennen die älteren Gneisse und Glimmerschiefer vom Rothliegenden und biegen in der Gegend von Freiheit plötzlich nach Nord um, um, wie wir gesehen haben, den Westrand der Waldenburger Mulde zu bilden. Westlich vom Wolfskamm breiten sich diese jüngeren krystallinischen Schiefer anfangs in mächtiger Breite zwischen Seifenbach und Hohenelbe, dann über Rochlitz mehr und mehr verschmälernd ganz allein am Südfusse

des Isergebirges aus, und senden dann zwischen Jerschmanitz und Liebenau den eigenthümlichen, zu einer Höhe von 1000 Metern aufsteigenden, vom Isergebirge durch das Neissethal bei Reichenberg getrennten Jeschkenkamm gegen Nordosten.

So einfach übrigens auf der Karte das Verhalten dieser Schiefer zum Granit zu sein scheint, so complicirt gestalten sich die Lagerungsverhältnisse, wenn man auf die von Jokély mit vielem Fleisse verzeichneten Verflächungen Rücksicht nimmt; ein wahres Wirrsal schwer zu enträthselnder Falten zeigt sich um Rochlitz und Hochstadt, in welcher Gegend übrigens derselbe Geologe auch zwei einander kreuzende Verwerfungsrichtungen, eine O — W und eine NNW — SSO streichende, nachwies. [1])

Ganz besonders eigenthümlich verhält sich aber der Jeschkenkamm zum Isergebirge. Die Phyllite und Quarzschiefer, welche ihn in seiner grösseren südlichen Hälfte bilden, schmiegen sich nicht, wie dies bis zum Abschwenken des Rückens bei Langenbruck der Fall ist, mit ihrem Streichen an die Granite des Isergebirges, sondern das Streichen derselben geht quer über den Jeschkenkamm und steht somit senkrecht auf dem gegenüberliegenden Isergebirge.

An die Granite des Isergebirges lehnen sich nun von Kratzau gegen Friedland i. B. hin Gneisse an, denen sich dann aus der Gegend von Raspenau her wieder Phyllite zugesellen, die nunmehr als nördlicher Theil der Schieferhülle über die Tafelfichte in den Riesenkamm, zum Warmbrunner Kessel und sodann weiter von Graniten durchbrochen an die westliche Grenze des Riesengebirges streichen.

Man sieht, das Erdbeben hat sich auf zwei wesentlich verschiedene Gebiete ausgedehnt, und es liegt wohl in diesen Verhältnissen der Grund, dass das Erschütterungsgebiet ostwärts eine andere Gestalt hat, als westwärts. Gliedert man innerhalb des Gebietes eine weitere Zone ab, welche die stärker erschütterten Orte umschliesst, so weitet auch diese sich östlich, südlich und nördlich aus, während sie sich westwärts zu einem schmalen Streifen zusammendrückt.

Gehen wir nun zur näheren Betrachtung des Erdbebens über, welches am 31. Januar das skizzirte Gebiet erschütterte, so kann kein Zweifel darüber sein, dass der Ausgangspunkt der Erschütterung in der Gegend von Trautenau gelegen sein muss.

Die meteorologische Station von Trautenau bezeichnet den Erdstoss, durch welchen am 31. Jänner, Nachmittags 2 Uhr 40 Min. m. O. Z., der Chronometer zum Stillstehen gebracht wurde, als einen verticalen, und betont hiefür den Umstand, dass der Schreibhebel des Barographen ausgehoben, die Indicatoren am Metallthermometer emporgeschnellt und an ihren Hemmungen gerissen wurden.

Aus den weiteren Berichten von Trautenau sprechen für einen verticalen oder doch nahezu verticalen Stoss die Beobachtung an einer sich im Zuge emporschiebenden Hängelampe, sowie die charakteristische, wie der Bericht 23 *b* sagt, allgemein angenommene Vorstellung, der Stoss sei von oben nach unten erfolgt. Es spricht auch dafür,

---

[1]) Joh. Jokély: Das Riesengebirge in Böhmen. Jahrb. d. geol. R.-A. 12. Bd, pag. 414.

dass man in den Gebäuden den Stoss in den oberen Etagen viel heftiger fühlte, als in den unteren Räumlichkeiten [1]).

Auf einen gleichfalls verticalen Stoss lassen die Verhältnisse in Weigelsdorf, das 2 Kilometer westlich von Trautenau liegt, schliessen. Hier ist in der Mitte eines Hauses das, wenngleich schadhafte, Gewölbe eines Stalles eingestürzt, was ebenfalls durch einen steil aufgerichteten Stoss geschehen ist.

Gleichwohl aber geben beide Orte, Trautenau wie Weigelsdorf, noch die Wahrnehmung der Fortpflanzung des Stosses in der Richtung SW—NO. an, und ich würde darnach glauben, dass entweder die Lage des Stosspunktes etwas südwestlich von beiden Orten gelegen sein könne, oder dass beide Orte den Stoss bereits mit steiler, NO. gerichteter Emergenz erhielten, der sich in der beobachteten Richtung fortpflanzte.

Stark von der Erschütterung betroffen wird noch Wildschütz, etwa 4 Kilometer WNW von Weigelsdorf. Es ist leider nicht mehr zu erfahren gewesen, als dass die hier aus Stein gebauten Häuser wankten. Wenn aber die von Mohren NW von Wildschütz angegebene Stossrichtung, welche in einer Verlängerung das starkerschütterte obere Hermannseifen und endlich die Spindelmühle trifft, wo das Beben auch stärker wahrgenommen wurde, auch Wildschütz zutreffend wäre, was nach der Lage angenommen werden müsste, so würde sich zeigen, dass die Erschütterung allerdings von einem Orte ausgeht, welcher gegen Weigelsdorf und Trautenau die oben angedeutete Lage hätte.

Weiter ist Bausnitz, OSO von Trautenau an der Aupa gelegen, stark getroffen worden. Das Schulhaus zeigt in seiner Decke und in den Wänden die sehr charakteristischen Erdbebenrisse, deren Bedeutung für die Beurtheilung der Stossrichtung Professor Suess in seinem Vortrag über das Erdbeben von Agramim Wiener wissenschaftlichen Club besonders hervorhebt. Man kann nicht zweifeln, dass nach der Lage der diagonalen Deckenrisse NO—SW der Stoss auf das im Meridiane erbaute Schulhaus aus NW—SO erfolgt sei, was uns wieder auf einen bei Trautenau gelegenen Ausgangspunkt zurückführt.

Westlich davon wird die Richtung des empfangenen Stosses in Pilnikau O—W, in Döberney und Oels NO—SW, in Arnau SO—NW, weiterhin O—W angegeben, was gleichfalls auf einen bei Trautenau zu suchenden Ausgangspunkt hinführt, und der sich sonach zu dem ganzen Gebiet als ein centraler zu erkennen gibt.

Der Berichterstatter des Bahninspectorates Nimburg der k. k. priv. österreichischen Nordwestbahn (unter den Berichten Nachtrag B), hat bereits darauf aufmerksam gemacht, dass sich die Intensität der Erschütterung durch eine NW—SO über Weigelsdorf, Wildschütz, Mohren gezogene Linie andeuten lasse, in deren Richtung nach Norden wie nach Süden die Erschütterung abnehme, und welche dem Aupathale, dessen Gehänge sie trifft, näher liegt als dem Elbethale, dass aber sämmtliche von Petzer bis Nachod im Aupathale gelegenen Ortschaften stärker getroffen wurden. Wenn man in der That alle jene Orte, welche

[1]) Suess: Der Schlag von oben! Die Erdbeben Niederösterreichs. 33. Bd. Denkschriften der kais. Akad. d. Wissenschaften, pag. 70.

nach Erwägung der Erscheinungen bei der Erschütterung oder nach glaubwürdiger Angabe als stark erschüttert, durch eine Linie abgrenzt, so erstreckt sich dieses Gebiet als eine schmale Zone in nordwest—südöstlicher Richtung, und fällt ihrer ganzen Erstreckung nach mit dem Laufe der Aupa zusammen. In ihrem nordwestlichen, wie südwestlichen Ende biegen auch die anderen beiden vorgenannten Zonen aus, so dass hier das Erdbebengebiet seine weiteste Ausdehnung in nordsüdlicher Richtung erhält. Ich habe in die innere Zone die Riesenbaude mit einbezogen; nach dem Berichte war dort die Erschütterung stark, weit stärker, als dies aus der schlesischen Baude gemeldet wurde. Weiter nördlich davon treffen wir auf Bröckenberg und Krumhübel, und der Vergleich mit Schreiberhau und Marienthal ergibt, dass die Erschütterung dort stärker gewesen sein muss, als hier.

Von dort gelangen wir ein wenig östlich an Warmbrunn vorüber nach Hirschberg. Die Erschütterung muss an ersterem Orte sehr schwach gewesen sein, von letzterem Ort wird der Grad derselben nicht angegeben, aber dass sie daselbst wahrgenommen wurde, steht ausser Zweifel.

Sonach lässt sich die Zone nordwärts über das Riesengebirge hinüber und wohl mit abnehmender Intensität bis Hirschberg hin verlängern. Von Trautenau südöstlich ist die Stärke der Erschütterung aus Eipel nicht bekannt, wird aber von Schwadowitz, Kosteletz, Nachod als stark bezeichnet! Böhm. Skoliz wird ein Mal als stark, das andere Mal als schwach erschüttert, ebenso Strakotsch schwach getroffen angegeben; ich möchte sie desshalb nicht in die Intensitätszone einbeziehen. Südlich von Nachod liegt Wenzelsberg, das als ziemlich stark erschüttert angeführt wird, und nun würde die Verlängerung der Linie um circa 19 Kilometer gegen Südosten wirklich in die Nähe jenes Ortes führen, welcher vom böhmischen Kamm eine Wahrnehmung der Erderschütterung meldete, Tanndorf bei Reichenau, obwohl freilich die Erscheinung eine Stunde später, als in Trautenau, wahrgenommen worden sein will.[1])

Es genügt, im umschriebenen Gebiete zu verbleiben, um zu erkennen, dass mit der NW—SO gerichteten Zone der stärksten Erschütterung auch die Achse des Erdbebens gegeben ist.

Sie stellt sich quer zur Längsausdehnung des Erschütterungsgebietes und theilt dasselbe in zwei ungleiche Hälften.

Ich muss nun noch auf eine andere bemerkenswerthe Eigenthümlichkeit dieser Linie aufmerksam machen. Am nördlichen Ende liegt Hirschberg. Aus dem kleinen Verzeichniss, welches ich über frühere Erdbeben im Riesengebirge mittheilen konnte, ersehen wir, dass dieser Ort und seine Umgebung mehrfach von Erderschütterungen u. zw. 1590, 1751, 1799, 1837 getroffen worden ist. In der Hoff'schen Erdbebenchronik wird 1829 ein Erdbeben von der Schneekoppe gemeldet, sie liegt in der Erschütterungszone. In Bausnitz erinnern sich die Leute eines

[1]) Suess: A. a. O., pag. 76, berichtet übrigens Aehnliches und noch grössere Verspätungen des Stosses in der Richtung der Achse beim Erdbeben am 3. Jänner 1873.

Erdbebens vor 40 Jahren, in Kosteletz weiss man sogar von vier Erdbeben innerhalb Menschengedenken; von Trautenau wird aus jüngster Zeit, vom 19. Februar, abermals ein verticaler Erdstoss gemeldet; damit zeigt sich, dass die aufgefundene Linie wiederholt der Schauplatz von Erderschütterungen ist, und es geht unzweifelhaft daraus hervor, dass in ihr die Stosslinie gelegen ist, in welcher der Stosspunkt wandert. Auf die Achse der Erschütterung stellt sich auch die Zone der stärkeren Erschütterung nach Südosten und Westen hin. Aber die tektonische wie stratigraphische Verschiedenheit der Gebiete, welche getroffen werden, macht sich hier auffällig bemerkbar. Nach Osten hin in die Waldenburger Mulde erfolgt die Verbreitung nach allen Seiten strahlenförmig bis Altwasser und Kynau, gegen das Braunauer Gebirge im Osten und die Ausläufer des böhmischen Kammes im Süden, und man hat wohl auch Ursache diese, namentlich die nordöstliche Seite, als die Stossseite des Bebens zu bezeichnen.

Wenn die Angaben, welche namentlich die Hälfte der Mulde übereinstimmend SW-NO als Stossrichtung bezeichnen, richtig sind, so könnte man sie allerdings kaum auf einem Punkte entsprungen denken, sondern sie scheinen — und etwas Aehnliches hat Suess auch bei jenem öfter citirten Erdbeben vom 17. Jänner 1873 bemerkt — von der Achse abzugehen. Ganz unzweifelhaft aber verhält sich die Fortpflanzungsrichtung zu der NW-SO streichenden Mulde transversal. Am Nordende, wo sie bis über Waldenburg hinausreicht, und ebenso am Südostende, wo der Stoss noch in Pischkowitz im Steinethal gepürt wird, überschreitet sie die ganze Mulde. In der Mitte gelangen die Erdbebenwellen bis nach Braunau und Ottendorf im Steinethal. Es ist mir nicht bekannt geworden, dass die Erschütterung in dem Thal, welches zwischen dem Braunauer Gebirge und den Abhängen des Eulengebirges von Neurode nach Charlottenbrunn hinzieht, wäre wahrgenommen worden. Der Höhenzug aber, welcher besagtes Thal vom Steinethal trennt, besteht aus Melaphyr und Porphyr, von dem oben bemerkt wurde, dass er zwischen Heinzendorf bei Braunau und Wüstewaltersdorf 7 Kilometer mächtig ist. Hier also, so gewinnt es den Anschein, fängt das massige Eruptivgestein die Erdbebenwelle auf und bewahrheitet die längst bekannte Thatsache, dass Gebirgszüge die Erderschütterungen aufhalten können. Allerdings geschieht dies hier nur auf jener Strecke, wo das Porphyr- und Melaphyrgebirge besonders mächtig ist, gegen Waldenburg hin vermag der nordwärts um die Mulde biegende weniger mächtige Zug den Stoss nicht aufzufangen.

Dagegen contrastirt das aus Kreidesandsteinen aufgebaute Falten- und Heuscheuergebirge, die Erdbebenwelle überschreitet dasselbe unaufgehalten, was vielleicht in seiner flachen Lage im Muldenkern seine Ursache haben mag. Jedenfalls ist es interessant zwei so verschiedene Gebirgszüge unmittelbar nebeneinander einer und derselben Erschütterung ausgesetzt zu sehen.

An der nördlichen Peripherie des Erschütterungsgebietes der Waldenburgermulde hat man in Kynau sowohl als in Waldenburg zwei Stösse wahrgenommen. Es stimmt dies mit der Erfahrung überein, die man auch bei anderen Erdbeben gemacht hat, wornach sich die Stösse

gegen die Grenze des Erschütterungsgebietes öfter in zwei und mehrere zerlegen.

Im Westen verschmälert sich das Verbreitungsgebiet von Süden her, die Grenze schmiegt sich an den Verlauf der krystallinischen Gebilde des Riesengebirges an.

Die südwestliche Ecke des Erschütterungsgebietes zwischen der Aupa von Bausnitz bis Josefstadt und der Elbe von hier bis ins Gebirge nördlich von Oberhohenelbe wird nur schwach erschüttert.

Die entfernteren an der Peripherie gelegenen Orte Josefstadt, Jaromersch, Königinhof, wissen nur von einem Erzittern des Bodens zu berichten. Die weiter südwärts beobachteten Stösse sind schon in Arnau und Pilnikau schwach, und nicht minder so in Hohenelbe und Umgebung. Es spricht sich hierin sehr charakteristisch die Gegenseite der Stossseite aus.

Erst weiter nördlich, im Zuge der krystallinischen Schiefer und im Granitkörper des Riesen- und Isergebirges pflanzt sich die vom Aupathale kommende Erschütterung westwärts kräftiger fort. Aber diese kräftigere Erschütterung reicht, wie wohl angegeben wird, sie sei im ganzen Hochgebirge wahrgenommen worden, nicht über den Rücken der Sieben Gründe hinaus; denn wir besitzen gerade aus dieser Gegend einen Bericht, der uns das Auftreten des Bebens am Zackenfall und in der Neuen schlesischen Baude, die ja nahe am Kamm liegt, schildert, und aus dem wir sehen, dass hier nur mehr das Schallphänomen wie ein ferner Donner und ein Erzittern des Bodens wahrgenommen wurde, und im Zollhause im Zackenthal ist die Erschütterung nur noch die eines schwerbeladenen Wagens. Die letzte schwache Spur derselben mag dann wohl der Riesenkamm aufgefangen und darüber hinaus kaum etwas wahrnehmbares gedrungen sein.

Ganz so schwach verbreitet sich auch die Erschütterung nordwestlich durch das Isergebirge, dessen westlicher und nördlicher Abfall, nur mehr bis zum Erzittern erschüttert wird. Aus dem Gebirge selbst tritt die Erschütterung nicht mehr hinaus. Aus den negativen Berichten geht hervor, dass das Nessethal die Grenze macht.

Die stärkere Erschütterung folgt der südlichen Lehne des Riesengebirges, gelangt allerdings 20 Kilometer weiter als östlich vom Stosspunkt ist aber auf eine schmale Zone beschränkt, in welcher sich die Reihe der einzelnen betroffenen Punkte so ziemlich senkrecht auf jener der Ostseite stellt. Man sieht der Körper des Riesengebirges lenkt den NW aufsteigenden Stoss westlich ab, und lässt ihn an seiner Südseite längs seiner Erhebungsachse dahin gleiten.

In der Gegend von Hohenelbe und weiter westlich bei Rochlitz wird die Richtung der Erschütterung OW angegeben. Ein Blick auf die Karte belehrt uns, dass dieselbe dem Streichen der Schiefer folgt, welche sich hier am Granit aufrichten, auch wurde schon vorn bemerkt, dass Jokély in der Gegend von Rochlitz eine OW gerichtete Dislocationslinie aufgefunden hat. Uebrigens folgt die Richtung der Erschütterung weiter westlich nicht der Fortsetzung der Schiefer, sondern sie tritt aus diesen da wo sie südwärts um den Granit biegen in den Granit ein. Der Bericht der Nordwestbahnstrecke Eisenbrod bis Tannwald, welche die Zone bis in den Granit verquert, lautet negativ. In Gablonz und

Grünwald endlich erreicht die stärkere Erschütterung ihre westliche Grenze. Merkwürdigerweise wird übereinstimmend von dort berichtet, dass sie eine SW-NO Richtung, also gegen das Innere des Gebirges gehabt habe. Auch wird von hier wie von dem entgegengesetzten Ende des Erschütterungsgebietes von zwei deutlich wahrgenommenen Stössen berichtet. Aehnlich wird aus der Gegend von Friedland berichtet, die Erschütterung habe von dort die Richtung südöstlich gegen die Wilhelmshöhe genommen, und man könnte an ein Zurückprallen der Welle denken, wofür wohl die Basaltkuppen von Friedland allenfalls einen Widerstandspunkt geben könnten; aber für Gablonz lässt sich etwas derartiges nicht ausfindig machen. Hiezu kommt nun noch, dass das Erdbeben gleichsam zwischen dem Südfusse des Jeschken und der Schieferzone hinaustritt, da sowohl von Böhm.-Aicha als von Liebenau die Erschütterung und zwar aus letzterem Ort in südöstlicher Richtung gemeldet wird. Es ist jedenfalls merkwürdig, dass diese Richtung mit der sehr ausgeprägten durch steil aufgerichtete Kreide- und Rothliegendränder angedeuteten Bruchlinie zusammenfällt, in welcher man das Ende jener gewaltigen Verschiebungslinie sieht, die sich aus der Gegend von Niederau in Sachsen durch die Lausitz nach Böhmen fortsetzt, und es könnte sein, dass die Erschütterung des Isergebirges gerade an dieser Ecke eine Art Nebenerschütterung erzeugt habe. Sonderbar scheint es mir immer, dass der Jeschken nicht mit erschüttert wurde, und es ist schwer einen Grund hiefür aufzufinden. Vielleicht ist die ohnehin schon schwache Welle im Granite unter dem Jeschkenzug verlaufen, ohne diesen in merkbarer Weise bewegt zu haben, und jenseits desselben nicht mehr unter dem Quader hervorgetreten.

Ich möchte schliesslich noch auf etwas aufmerksam machen, was allerdings auch von der südöstlichen Seite des Erschütterungsgebietes, ja auch von Oberhohenelbe erwähnt wird; nördlich von Reichenberg wird übereinstimmend berichtet, dass man das Geräusch vor der Erschütterung hörte. Es lässt dieses schliessen, dass die Geschwindigkeit der Erdbebenwelle gegenüber der des Schalles nach und nach zurückbleibt und endlich von letzterem überflügelt wird.

Auch hiemit wird eine früher schon gemachte Wahrnehmung neuerlich bestätigt [1]).

Zu den tektonischen Verhältnissen des Erderschütterungsgebietes aber verhält sich das Beben selbst geradezu entgegengesetzt. Die Erschütterungsachse ist zum Riesengebirge transversal, zur Waldenburger Mulde longitudinal, die Fortpflanzungsrichtung dagegen zur ersteren longitudinal, zu letzterer transversal, nachdem wir gesehen haben, dass sie dort den Streichen des Schiefer und der Gebirgsachse folgt, hier die Mulde von einer Seite zur anderen überschreitet.

Trotz seiner tektonischen Verschiedenheit aber gewinnt es doch den Anschein, dass das am 31. Jänner erschütterte Gebiet ein bestimmtes abgeschlossenes Erdbebengebiet sei. Ich lenke die Aufmerksamkeit des geehrten Lesers noch einmal auf das kleine Verzeichniss älterer Erdbeben. Wir finden dort eines angemerkt, welches am 11. December 1799, von heftigem rollenden Getöse begleitet,

[1]) Vergleiche A. v. Lasaulx. Die Erdbeben a. a. O. pag. 318 ff.

das ganze österreichische und schlesische Riesengebirge erschütterte, über welches wir in Hoff's Erdbebenchronik a. a. O. sehr interessante Aufschlüsse erhalten. Dieser sorgfältige Forscher hat für seine Aufzeichnungen nur preussische Quellen benützt, es geht aber unzweideutig daraus hervor, dass damals ein Gebiet, welches vollkommen mit dem eben unter den Augen befindlichen identisch ist, erschüttert wurde. Die Steinkohlengruben in Glatz und Böhmen, das ist also die Waldenburger Mulde, das Riesen- und Isergebirge, werden als stark erschüttert genannt, und hiezu die gewiss sehr bemerkenswerthe Aeusserung gethan, die Seitenwirkung habe sich mehr nach Ost, und fast gar nicht unter dem Gebirge nach West verbreitet.

Abgesehen davon, dass Hoff vorwiegend an der Nordseite des Riesengebirges gelegene Orte nennt, was ja sich wohl nach seinen Quellen und bei dem wahrscheinlichen Mangel diesseitiger erklärt, könnte man mit kurzen Worten das neuerlich beschriebene Gebiet kaum schärfer umgrenzen. Wenn es aber auch der Fall wäre, dass damals wirklich die stärkere Erschütterung auf der Nordseite des Riesengebirges gefühlt wurde, wiewohl angegeben wird, der Stoss sei SN gerichtet gewesen, so würde dies nur eine Verschiebung der Intensität innerhalb dieses Gebietes bedeuten, was nicht mehr befremdet, seitdem wir ja wissen, dass der Stosspunkt in einem Erdbebengebiet nicht fest steht, und in Hirschberg in Schlesien einen wiederholt getroffenen kennen gelernt haben. Was sich am 11. December 1799 zutrug, hat sich also in derselben Gegend am 31. Jänner d. J. wiederholt, und ich finde hierin eine Bestätigung der Ansicht, dass das erschütterte Gebiet ein einheitlich abgegrenztes sei.

Bei dem grossen Interesse, welches man gegenwärtig den Erdbeben und ihren Erscheinungen zuwendet, weil man in ihnen theilweise die sicheren Zeichen noch fortgesetzter Umgestaltung der Erdkruste zu sehen sich gewöhnt hat, ist es jedenfalls eine schätzbare neue Erfahrung zu wissen, dass auch das nordöstliche böhmische Grenzgebirge nicht in vollständiger Ruhe beharrt. Von seinem nordwestlichen Gegenstück, dem Erzgebirge, wissen wir, dass es häufig von Erschütterungen durchrüttelt wird; eine lange Liste von Aufzeichnungen hierüber, die aus den letzten Jahrhunderten bis in unsere Tage reicht, belehrt uns, dass kaum ein Jahrzehnt vergeht, ohne dass man von dort ein Beben zu verzeichnen hätte. Das Riesengebirge ist wohl ruhiger, aber es ist ebensowenig wie jenes bisher zur völligen Ruhe gekommen, wenngleich es seltener hievon Kunde gibt.

Wir sind gewöhnt, seitdem die Herren Suess, Hörnes, Heim, Baltzer u. a. uns über den Bau der Alpen und über die Erderschütterungen, deren Schauplatz sie sind, sehr lichtvolle Belehrungen ertheilt haben, unsere Augen zuerst auf unser mitteleuropäisches Kettengebirge zu werfen. Herr Herm. Credner hat s. Z. das voigtländisch-erzgebirgische Erdbeben vom 23. November 1875 auf die von Süden her drängende im archäischen Bezirke Sachsens Falten bildende Kraft zurückgeführt. Werfen wir noch einmal einen Blick auf den Bau jenes Gebietes, welches von der Stosslinie getroffen wird; denn auf die hier zum Ausdruck kommenden tektonischen Verhältnisse kommt es zumeist an. Die krystallinischen Schiefer sind westlich vom Aupathal steil gegen den der Mittelachse des Gebirges folgenden Granit zusammengeschoben,

man ersieht diese Verhältnisse deutlich aus den hierüber gegebenen sehr lehrreichen Profilen Jokély's [1]. Der zwischen den Granit und die älteren krystallinischen Glieder eingeklemmte Zug jüngerer Schiefer, ist auf ersteren förmlich hinaufgeschoben. Am Riesengrund aber, da wo des Aupathal gegen den Kamm ausstreicht, ist die östlich streichende Schieferzone in der Richtung N plötzlich scharf abgeschnitten, zwei dazugehörige isolirte Schollen, davon die eine die auf den Granitrücken des Gebirges aufgesetzte Schneekoppe ausmacht, bilden die östliche Verlängerung des Zuges links der Aupa, sie sind aus ihrem Streichen nordwestlich dem Umbug der Gebirgsachse conform abgedrängt, erhalten daher ein mehr NO gerichtetes Streichen. Das Aupathal ist in seinem ganzen Verlauf zumeist eng und tief, schluchtartig mit steilen Gehängen. An und für sich ein Querthal des Riesengebirges, hat es seinen Spaltencharakter vortrefflich erhalten. Schon Jokély macht auf die vielen Verwerfungen aufmerksam, welche am Eingange des Aupathales bei Johannisbad, die Kalkstein- und Malakolithzüge unterbrechen, die er allerdings auf den seiner Ansicht nach eruptiven Protogingneiss zurückführt. Ich kann mir nicht versagen, hier eine Copie der Jokély'schen Aufnahme wiederzugeben, woraus die vielfachen Störungen zumeist auf Spalten parallel zum Aupathal, und namentlich durch dieses selbst, am besten ersichtlich werden. Man wird auf den ersten Blick hier zwischen Jungbuch und Freiheit eine Verwerfung herausfinden, welche ganz an die von den Herren A. Bittner und Rudolf Hörnes [2]) beschriebene Spalte von Belluno in den venetianischen Alpen gemahnt.

Bei der Sorgfalt und Gewissenhaftigkeit, welche man allen Aufnahmen Jokély's nachrühmen muss, ist diese Angabe vollkommen verlässlich. Auf der linken Seite der Aupa biegen nun die von Westen kommenden Schiefer plötzlich um und ihr Streichen geht allmälig in jenes der Längenachse der Waldenburger Mulde, d. i. in NW—SO über. Und in diesem Streichen setzt nun parallel zum Aupathal jenes Gebiet vom Riesengebirge ab, welches, wie Herr E. Beyrich schon 1854 [3]) hervorhob, durch die steilen Ränder der Kreide bei Lähn und Löwenberg in Schlesien und in ihrer Fortsetzung durch die Heuscheuer nach Südosten auf eine durch eine Erschütterung des Gebietes erfolgte Aufrichtung schliessen lässt.

Es ist bemerkenswerth, dass Kunth [4]) den Ausgangspunkt der Verschiebung der Kreideschichten von Lähn bei Hirschberg suchte. Nicht unerwähnt möchte bleiben, dass sich in der Nähe der Stosslinie zu beiden Seiten des Riesengebirges je eine Therme Johannisbad und Warmbrunn befindet.

Nach diesen Darlegungen glaube ich es ausser Zweifel, dass in der Richtung der Aupalinie eine Horizontalverschiebung des NW—SO streichenden Gebirges gegen das WNW—OSO streichende Riesengebirge stattgefunden hat.

Betrachten wir die Aupalinie als den Ausdruck der Richtung grösster Spannung durch horizontalen Tangentialdruck in der festen

[1]) Jokély, a. a. O.

[2]) Erdbebenstudien Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. 28, p. 406.

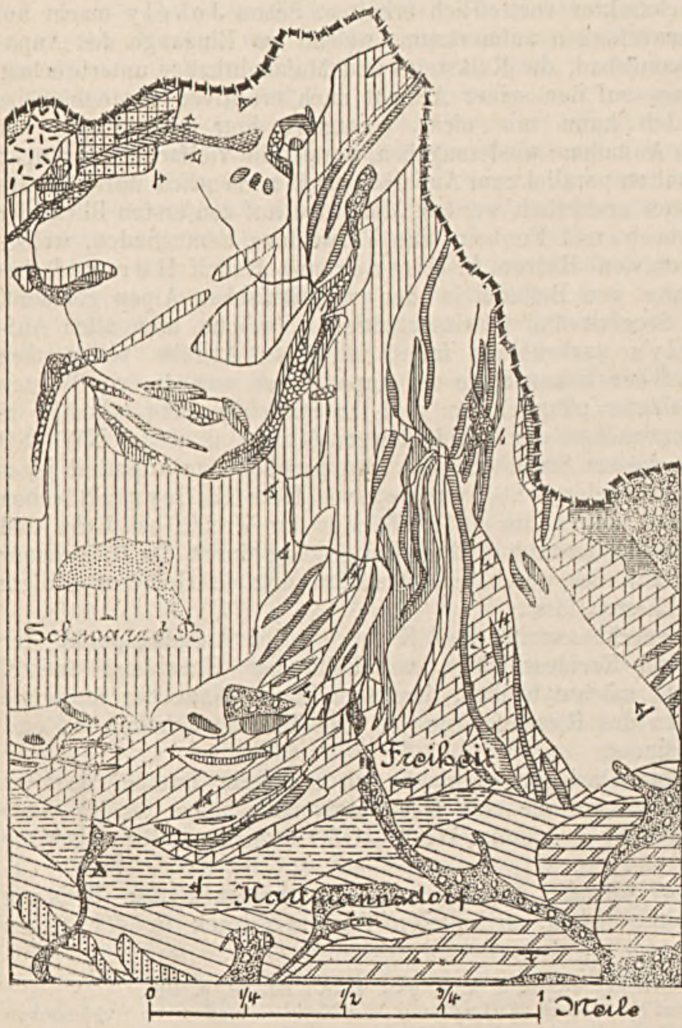
[3]) E. Beyrich: Ueber die Lagerung der Kreideformation im schlesischen Gebirge. Abhandl. der Berliner Akad. 1854, pag. 23 ff.

[4]) Kunth: Zeitschrift der deutsch. geol. Gesellsch. 1873, pag. 743.

Erdkruste, so ist die Wirkung dieses aus SSO kommenden Seitenschubes einmal darauf gerichtet, die Schichten am Südrande des Riesengebirges gegen dessen granitische Achse zusammenzuschieben, und da, wo diese ihr östliches Ende erreicht hat, die Schiefer in ihrem Streichen nordwestlich abzudrängen.

Es bewahrheitet sich hierin auch wieder der Satz, den Herr Suess in seinem Buch über die Entstehung der Alpen p. 76 ausspricht: „In Böhmen bleibt bei den Gebirgszügen von nordwestlicher, wie nordöstlicher Streichungsrichtung das einseitige Bestreben gegen den Pol, d. h. senkrecht auf das Streichen gegen NO oder NW erkennbar.“

So wenden wir nun den Blick nach Süden, als nach jener Richtung, von welcher her ein Schollenschub einen nach NNO gerichteten Druck ausüben kann, d. i. also nach SSO.



Die im Riesengebirge gefundene Stosslinie führt in ihrer südlichen Verlängerung nicht in die Alpen, sondern quer über das von Herrn Suess als Sudetenscholle bezeichnete mährische Gebiet und über das Marchfeld in gerader Linie über die kleinen Karpathen gegen Modern und so weiter in die Donau-Niederung direct auf das so häufig erschütterte Komorn in Ungarn. Erst wenn man die von Herrn Suess[1]) aufgefundene Mürzlinie, von welcher Herr

[1]) Suess: Erdbeben Niederösterreichs a. a. O. pag. 93.

R. Hoernes[1]) nachwies, dass sie mit einer der bedeutendsten alpinen Stosslinien, mit der Villacher, zusammenfällt, gegen NO verlängert, so stellt sich die Aupalinie, wie die von Herrn Suess als Kamplinie bezeichnete in Niederösterreich, auf jene fast senkrecht, und nur so könnte man einen Zusammenhang unserer riesengebirgischen mit der Alpenstosslinie herstellen. Nun hat zwar Herr Suess zwischen der Kamp- und Mürzlinie durch gleichzeitige Erschütterung einen Zusammenhang nachgewiesen, aber Herr Hoernes bezeichnet trotzdem erstere noch als unklar. Die Einwirkung der einen auf die andere Stossrichtung ist in unserem Falle wohl noch problematischer und vorläufig nur theoretisch annehmbar.

Löss. | Torf. | Arkose | Sandstein | Conglomerat | Brandschiefer | Permisch. | Thonschiefer. | Fleckschiefer.

Quarzschiefer. | Glimmerschiefer. | Körn. Kalk. | Malakolith. | Gneiss. | Diorit. | Porphyr. | Granitit. | Streichen u. Fallen.

Etwas anders aber scheint mir das Verhältniss der Aupalinie zu den Karpathen sich zu gestalten. Herr Suess hat in seiner Abhandlung über die Entstehung der Alpen[2]) die Ansicht ausgesprochen, es sei die devonische Sudetenscholle von der westlich gelegenen, weit nach Süden reichenden krystallinischen des herzynischen Massivs abgelöst, und ihr östlicher Theil bei der Bewegung, welche die Bildung der Hochgebirge veranlasste, in die Tiefe gedrückt worden. „So konnten die Karpathen ihr Streichen gegen NO nehmen."

Ist diese Ansicht richtig, so sehen wir von diesem allerdings niedrigsten Theile des grossen europäischen Kettengebirges einen horizontalen Schub auf die zwischen das böhmische Massiv eingekeilte sudetische Scholle ausgeübt, welcher sich nordnordwestlich fortpflanzend endlich im Aupagebiete in den von dort geschilderten Verhältnissen zum Ausdruck bringt, und in der Erschütterung der Aupalinie liegt ein neuer Beweis dafür, dass auch in diesem Theile der Karpathenkette das Gleichgewicht zu der benachbarten Scholle noch nicht hergestellt ist. Zum Bogen der nordöstlich streichenden Karpathen verhält sich die Aupalinie gerade so radial, wie die Villacher Linie zur Krümmung der Julischen Alpen, und so wenigstens können wir die aufgefundene Stosslinie im Riesengebirge mit der Aufrichtung des europäischen grossen Kettengebietes in innigeren Zusammenhang bringen.

Nun ist freilich für den directen Zusammenhang der Aupalinie mit den Karpathen auch noch kein Beleg erbracht. Wenn man aber

[1]) Hoernes: Erdbebenstudien a. a. O. pag. 442.
[2]) pag. 68 ff.

bedenkt, wie diese Linie in einen häufig und stark erschütterten Erdbebenkreis [1]) führt, wie mehrfache Fälle bekannt sind, wo die zwischenliegende Sudetenscholle bis nach Schlesien mit Ober-Ungarn zugleich erschüttert wurde [2]) so dürfte immerhin einige Berechtigung zu der Annahme einer in dieser Richtung bestehenden Wechselbeziehung zugestanden werden.

Das schliesst natürlich nicht aus, dass nicht auch von der Süd- und Südwestseite her durch den unmittelbaren Zusammenhang des herzynischen Massivs ein Druck auf das Riesengebirge und seinen nordöstlichen Rand ausgeübt werden könnte. Im Gegentheil, selbst wenn man noch für die Aufrichtung der Kreide bei Lähn mit Kunth einen von Hirschberg, also von der Stosslinie, ausgehenden Seitenschub als Ursache annehmen wollte, muss man bei richtiger Würdigung der mehrfach erwähnten tektonischen Verhältnisse, wie dies auch schon Herr Suess [3]) betont, zur Erklärung derselben einen Druck aus Südwesten nothwendig voraussetzen.

Nach diesen Erörterungen möchte ich zum Schlusse meine Auffassung des behandelten Erdbebens so zusammenfassen:

Das Erdbeben vom 31. Jänner 1883 hatte seinen Stosspunkt bei Trautenau, welcher zum erschütterten Gebiet central gelegen ist, und einer Stosslinie angehört, welche mit dem Laufe der Aupa (Aupalinie) zusammenfällt. In ihrer Richtung in NNW—SSO lässt das durchschnittene Gebiet bemerkenswerthe horizontale Verschiebungen erkennen. Sie ist zur Achse des Riesengebirges transversal, zur Längsachse der Waldenburger Mulde longitudinal. Die von ihr ausgegangenen Erschütterungswellen pflanzten sich östlich über die Waldenburger Mulde transversal, westlich am Riesen- und Isergebirge longitudinal fort. Die Verlängerung der Stosslinie nach Süden durchschneidet die zwischen dem herzynischen Massiv und den Karpathen gelegene Sudetenscholle (Suess) und bildet einen Radius zum Bogen des nordöstlich streichenden Theiles dieses Gebirges.

---

[1]) Ueber eine Erschütterung der kleinen Karpathen zwischen Modern und Tyrnau berichtet Stur: Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1866, pag. 202, ferner verweise ich auf A. Boué: Die Erdbeben vom Jahre 1868 in der Mitte Ungarns. Sitzb. kais. Akad. d. Wiss. LVIII. Bd.

[2]) Vgl. Hoff Erdbeben-Chronik II, pag. 71 und 75.

[3]) Suess Entstehung d. Alpen, pag. 74.

Geologische Verhältnisse der wasserführenden Schichten des Untergrundes in der Umgegend der Stadt Fürstenfeld in Steiermark.

Von D. Stur.

In den ersten Tagen des Monates Juni 1882 tagte zu Fürstenfeld in Steiermark eine auf Ansuchen der General-Direction der k. k. österr. Tabakregie von dem Finanzministerium einberufene Commission, deren Aufgabe es war, den seit einiger Zeit fühlbar gewordenen Wassermangel bei der k. k. Tabak-Hauptfabrik in Fürstenfeld zu beseitigen. Speciell sollte die Commission die vorgeschlagenen Massnahmen, wie das Wasser aus dem am Fusse der Stadt vorbeifliessenden Feistritzflusse in die genannte Hauptfabrik hinaufgeleitet werden sollte, berathen.

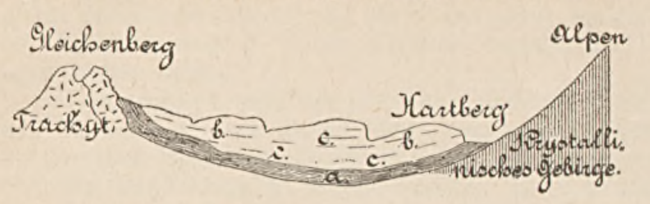
Bei dieser Gelegenheit wurde die im Nachfolgenden gegebene Erörterung über die geologischen Verhältnisse der wasserführenden Schichten der Umgegend der Stadt Fürstenfeld der tagenden Commission vorgelegt und dieselbe darauf aufmerksam gemacht dass in diesem gegebenen Falle es durchaus nicht nöthig, auch nicht wünschenswerth ist, das Wasser des vorbeifliessenden Feistritzflusses in die Hauptfabrik hinaufzuleiten, respective die nicht nur sehr kostspieligen, sondern auch für den Bestand der Fabrik und Stadt theilweise sogar höchst gefährlichen Projecte durchzuführen, da ja die Verhältnisse der Wasserführung des Untergrundes der Stadt Fürstenfeld so beschaffen seien, dass man in weit weniger gefahrdrohender und minder kostspieliger Weise, der Hauptfabrik gutes Trinkwasser in beliebiger Menge zuführen und in Einem die Trink- und Nutzwasser-Noth derselben beseitigen kann.

* * *

Im Ostgehänge der Centralalpen vom Wechsel herab bis Graz lehnt sich an die alten krystallinischen und schiefrig-kalkigen Gesteine unmittelbar das Tertiär an, ein ausgedehntes, weit über die Ostgrenze der Steiermark in das Flachland von Ungarn hinausreichendes Hügelland bildend.

Die geologischen Verhältnisse dieses Hügellandes sind höchst einfach und monoton.

In einem Durchschnitte, der parallel mit dem Abfalle der Alpen von Süd nach Nord gezogen ist, lassen sich diese Verhältnisse in folgender Weise bildlich in ganz allgemeinen Umrissen darstellen.



a) Sarmatische-Stufe oder Cerithien-Schichten, eine aus Kalk, Sand und Sandstein bestehende wasserführende Schichtenreihe.
b) Congerien-Stufe, Tegel,
c) Linsenförmige dem Tegel untergeordnete wasserführende Sandlagen.

Auf das krystallinische Gebirge aufgelagert, findet man z. B. bei Hartberg in Steinbrüchen aufgeschlossen, vorherrschend eine aus Sand, Sandstein und Kalk bestehende Schichtenreihe abgelagert (*a*) die wir für den vorliegenden Fall als die tiefste zu berücksichtigende Ablagerung betrachten können. Diese Schichtenreihe (*a*) wird von einer, je nach verschiedener Oertlichkeit, verschieden mächtigen, an vielen Stellen gewiss weit über 100 Meter dicken Ablagerung von einem grauen Thone (*b*), den man Tegel nennt, bedeckt.

Der Tegel (*b*) ist es, der das hügelige Terrain der Gegend hauptsächlich bildet, und die ersterörterte Schichtenreihe (*a*) so vollständig verdeckt, dass dieselbe ausser bei Hartberg nirgends sichtbar sein könnte, wenn dieselbe nicht durch die Trachyt-Masse der Gleichenberge gehoben und dortselbst an das Tageslicht gebracht, durch diesen Act somit eine muldige Stellung dieser Ablagerungen gebildet worden wäre, welche für die Wasserführung der ganzen Gegend von Bedeutung ist.

Die Ablagerung (*a*) ist es, die durch ihre lockere Beschaffenheit, das über den Ostabfall der Alpen herabfliessende athmosphärische Wasser bei Hartberg und an den hierzu geeigneten Stellen aufnehmen, aufsaugen und weiter leiten kann, so zwar dass diese, als eine wasserführende, gewiss enorme Wassermassen in ihrer ganzen Ausdehnung bergende Schichtenreihe, als das reichste unterirdische Reservoir artesischen Wassers in dem Hügellande der Umgegend von Fürstenfeld zu betrachten ist, welches am Ausfliessen durch die aufgelagerte wasserundurchlässige Tegelmasse local mehr minder vollkommen, gehindert ist.

Doch auch die Tegelmasse (*b*) enthält artesisches Wasser. Diese Tegelmasse ist nämlich geschichtet und enthält mehr minder horizontal verlaufende, muldige Lagen von thonigem Sand (*c*). Die Sandschichten oder „Sandleisten“ des Tegels haben jedoch keine so ausgedehnte Verbreitung innerhalb der Mulde, wie die untere Schichtenreihe (*a*), sondern nehmen untergeordnete Dimensionen an. Die kleinsten Sandleisten sind nur 2—5 Centimeter dick und besitzen eine Ausdehnung von nur wenigen Quadratmetern, die Sandleisten des Tegels sind aber auch 10—20 Centimeter dick und haben eine Flächenausdehnung von mehreren hundert

Quadratmetern. Auch sind oft mehrere solche Sandleisten übereinander, namentlich bei Brunnengrabungen constatirt worden, die bald in kurzen, bald in längeren Abständen von 10, 20 und mehr Metern übereinander folgen.

Diese Sandleisten (*c*) sind nun ebenfalls wasserführend. Die in denselben enthaltenen Wassermassen sind je nach ihrer Dicke und Ausdehnung und je nach der Gelegenheit mit Wasser erfüllt zu werden bald ganz unbedeutend, bald namhaft. Nie erreicht jedoch die in den Sandleisten enthaltene Wassermenge so enorme Dimensionen, wie in der unteren Schichtenreihe (*a*), weil die Sandleisten stets nur eine mehr minder locale Ausbreitung und Bedeutung haben.

In dieses Terrain des Tertiär haben sich nun die Flüsse und Bäche ihre Bette eingegraben und zwar vorherrschend nach SO fliessend, haben sie die südlichen und westlichen Gehänge stets angenagt und an ihnen steile Abstürze hervorgebracht, flache ebene Thalsohlen nach sich lassend, in welchen entfernter vom Gebirge kein Gerölle zu finden ist.

An diesen steilen Abstürzen kann man heute noch den Vorgang, der dabei eingeschlagen wurde, verfolgen. Die von Sandleisten durchzogenen Tegelmassen, hoch an den Steilgehängen aufgethürmt, werden schwer und können sich umso weniger aufrecht erhalten, als die Sandleisten das zur Zerweichung des Tegels nöthige Wasser stets liefern konnten. Auf den aufgeweichten und schmierigen Schichtflächen rutschten die Tegelmassen flusswärts, erst langsam Risse und Klüfte bekommend, die die Zerweichung weiter begünstigten und stürzten endlich, die einen bis an den Fluss herab, die anderen blieben höher im Gehänge haften, um nächstens tiefer hinab zu rutschen, wenn es dem Flusse in Folge der Stauung gelang, das seinen Lauf unmittelbar und momentan hemmende Hinderniss wegzuspülen.

Diesem Vorgange ist es zuzuschreiben, dass die südlichen und westlichen Ufergehänge der Flüsse des Gebietes ein ausgezeichnetes Rutschterrain bieten, in welchem seit Jahrtausenden eine zwar sehr langsame aber stetige Bewegung der Gehängemassen statthat, die zu jeder Zeit an einzelnen Stellen durch nackte, von der Vegetation entblösste steile Abfälle der Gehänge sich ankündigt.

Auf einem solchen Rutschterrain, am rechten hohen Ufergehänge der Feistritz, in einer Höhe von 22 Metern über dem Flussspiegel ist die Stadt Fürstenfeld sehr romantisch, aber gefährlich gelegen. Und zwar vertheilen sich die Gruppen der Gebäude auf mehrere grössere Schollen des Rutschterrains, die heute durch tiefe Gräben, die Risse, von einander isolirt erscheinen und durch aufgeschüttete Strassen-Dämme oder Brücken untereinander in Verbindung gebracht sind.

Die ganze nordöstliche, in das breite Thal der Feistritz hinabblickende Fronte der Gebäude, darunter die Kirche, das Convent, die meisten Baulichkeiten der k. k. Tabak-Haupt-Fabrik, sind unmittelbar an der äussersten Kante des steilen Absturzes des Rutschterrains situirt. Grossartige gemauerte Befestigungen, in der Vorzeit aufgeführt,

haben, ausser dem Schutze gegen den Feind, einen Schutz den Stadtgebäuden, vor dem Hinabgleiten in das rutschige Gehänge, zu leisten, und sprechen dafür, dass die Vorfahren der jetzigen Bevölkerung, die Gefahren, die die Stadt bedrohten, erkannt hatten.

Die Bewohner der Stadt Fürstenfeld beziehen gegenwärtig ihr Trinkwasser aus ziemlich tiefen Brunnen, die je nach der höheren oder tieferen relativen Lage des Brunnenkranzes, in einer Tiefe von 20—35 Meter beiläufig, eine wasserführende Sandleiste des Tegels erreichten. Die k. k. Tabak-Haupt-Fabrik, am höchsten Punkte der Stadt gelegen, hat einen sogar 38 Meter tiefen Maschinen-Brunnen der aus derselben Sandlage mit Wasser gespeist wird.

Diese, das Trinkwasser der Stadt hauptsächlich spendende, wasserführende Schichte dürfte circa 10 Meter unter dem Niveau des Spiegels der Feistritz gelegen sein.

Dass mit dieser ein gutes Trinkwasser liefernden Schichte die ganz nahe vorüberfliessende Feistritz in gar keiner Verbindung steht, wird am besten dadurch erwiesen, dass in dem Maschinen-Brunnen der Spiegel des Trinkwassers stets um 7 Meter tiefer, als der Spiegel der Feistritz stehen bleibt.

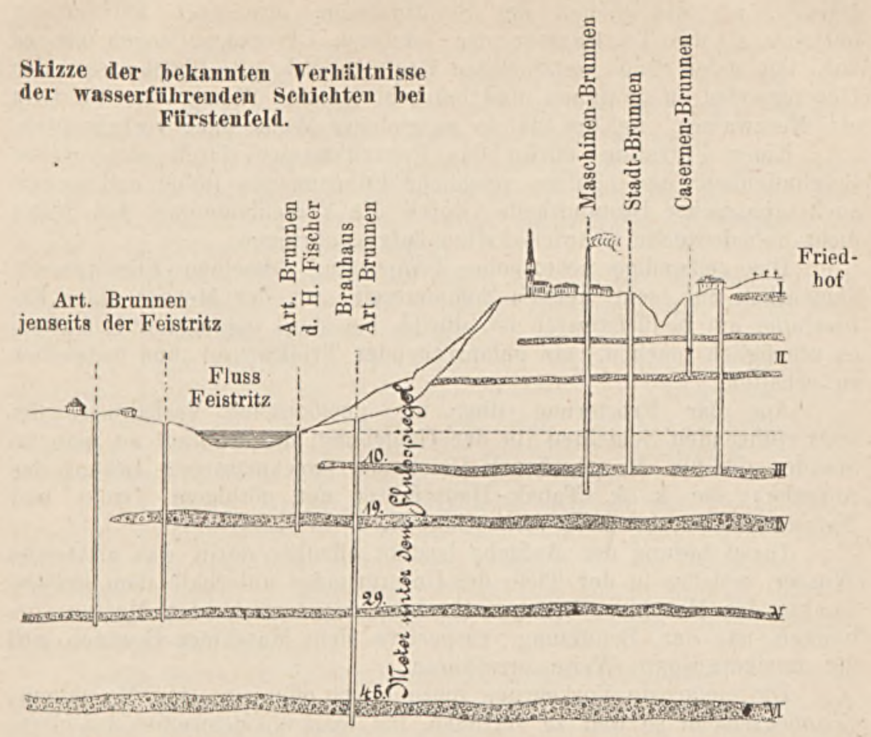
Aber auch die höheren, über dem Spiegel der Feistritz im Tegel lagernden Sandleisten werden wenigstens theilweise von der Stadtbevölkerung in Anspruch genommen und ihnen das Trinkwasser entnommen. Einer solchen höheren Sandlage dürfte namentlich der sogenannte Kasernen - Brunnen sein Trinkwasser entnehmen. Noch höher liegen mehrere kleine Hausbrunnen-Quellen, am höchsten dürfte jene Sandleiste gelegen sein, welche im Friedhofe die Gräber erfüllt und den Todten der Stadt ein nasses Grab bereitet.

Unter der wasserführenden Lage, die den Maschinen-Brunnen speist, sind tiefer gelegene, mit artesischem Wasser erfüllte Sandlagen erst in neuester Zeit bekannt geworden.

Man hat nämlich seit circa einem Jahre in den tiefgelegenen Theilen der Stadt Fürstenfeld, theils unmittelbar an der Feistritz bei den Mühlen, theils jenseits der Feistritz in der breiten Thalsohle, mehrere artesische Brunnen von kleinem Maasstabe abzuteufen begonnen und zwar in allen Fällen mit erwünschtem Erfolge.

Aus den vorliegenden Daten geht es so ziemlich bestimmt hervor, dass diese artesischen Brunnen aus mindestens drei verschiedenen Niveaus, die unter der Feistritz und unter der Quelle des Maschinen-Brunnens gelagert sind, ihr Wasser entnehmen. Das erste derartige Niveau dürfte circa bei 19 Meter, das zweite bei 29 Meter, das dritte bei 45 Meter Tiefe unter dem Spiegel der Feistritz liegen.

Anfangs sind sämmtliche erbohrten Quellen sehr kräftig geflossen und zeigten bis 5 Meter Steighöhe; nach und nach verminderte sich allerdings die Menge des gespendeten Quellwassers, aber der älteste Bohrbrunnen fliesst nahezu ein Jahr (im Juni 1882) hindurch ziemlich gleichförmig und ist bis heute noch keiner gänzlich versiegt. Die folgende Skizze gibt eine theoretisch-schematische bildliche Darstellung, dieser Verhältnisse, so weit sie bis heute bekannt geworden sind.



Diese Bohrversuche liefern den besten Beweis dafür, dass die bisher allein ausgenützte, wasserführende Schichte des Maschinen-Brunnens nicht die einzige brauchbare Quelle guten Trinkwassers in der Umgebung der Stadt Fürstenfeld sei, sondern mehrere untereinander folgende Sandlagen, reiche und auch anhaltende Spenden eines fast tadellosen Trinkwassers enthalten, die der Benützung harren.

Betreffend die weitere Quelle eines ausgiebigen Nutzwassers für die Stadt Fürstenfeld, nämlich betreffend die Feistritz, deren Wasser eventuell zur Benützung herbei gezogen werden könnte, ist zu bemerken, dass dieser Fluss ein nicht ganz klares Wasser führt, welches den Boden des Bettes schon bei unbedeutender Tiefe nicht durchblicken lässt. Gerade am gestrigen Tage (3. Juni 1882) soll das Wasser des Flusses eine Temperatur von 17° R. erreicht haben.

Dass dasselbe als Trinkwasser nicht verwendbar sein dürfte, ohne einer Filtration unterworfen zu werden, dafür spricht der Umstand, dass die Umwohner vor dem vorgezogen haben in der nächsten Nähe des Flusses Brunnen zu graben und dass dieselben gegenwärtig sehr häufig zu artesischen Brunnen ihre Zuflucht nehmen.

Zeitweilig nach Regengüssen, Gewittern und im Frühjahre ist die Feistritz sehr trüb, theils von dem aus höheren Terrains von Regengewässern herabgeführten Schlamme, theils von den abgespülten Tegelmassen die in das Bett derselben herabrutschen.

Für die circa 22 Meter hoch über der Feistritz situirte Stadt Fürstenfeld war das Wasser des Flusses stets um einige Meter höher

gelegen, als die Quellen der Stadtbrunnen, also auch leichter zu beziehen als das Trinkwasser der letzteren. Trotzdem zogen sie es vor, mit tiefen und kostspieligen Brunnen das gute Trinkwasser des Untergrundes zu gewinnen und betrachteten das Wasser der Feistritz als Nutzwasser, welches sie in ausgiebiger Weise auch verbrauchten.

Einer Filtration dürfte das Feistritzwasser durch seine trübe Beschaffenheit und häufige reichliche Führung von Lehm und gewiss auch organischer Bestandtheile durch die Verschlammung der Filter nicht unbedeutende Schwierigkeiten entgegenbringen.

Die zeitweilige sehr hohe Temperatur desselben Flusswassers, namentlich zur sehr heissen Sommerszeit, wo der Mensch einer Erfrischung am bedürfstigsten ist, dürfte, bei sonst gelungener Filtration, es unmöglich machen, ein entsprechendes Trinkwasser aus demselben zu erhalten.

Aus der Erörterung über die geologischen Verhältnisse der wasserführenden Schichten in der Umgebung dieser Stadt ist man im Stande, die für die gegebenen Umstände zweckmässigste Lösung der Aufgabe: die k. k. Tabak-Hauptfabrik mit nöthigem Trink- und Nutzwasser zu versehen, vorzuschlagen.

Diese Lösung der Aufgabe besteht offenbar darin, das artesische Wasser, welches in der Tiefe des Untergrundes unterhalb dem tiefsten Punkte des Maschinen-Brunnenschachtes, in ausreichenden Massen vorhanden ist, der Benützung, respective dem Maschinen-Brunnen auf die zweckmässigste Weise zuzuführen.

Die einfachste Vorkehrung hiezu bleibt offenbar: den Maschinen-Brunnenschacht so weit zu vertiefen, bis man mit demselben das vierte (IV der Skizze) oder gar das fünfte (V der Skizze) wasserführende Niveau erreicht hat und genügende Mengen Wassers dem Brunnen zufliessen.

Da aber die Vertiefung des Maschinen-Brunnenschachtes in denselben Dimensionen, wie derselbe angelegt ist, zu grosse Auslagen erfordern würde und man bei den bisher durchgeführten Bohrungen nach artesischem Wasser bei Fürstenfeld mit Bohrlöchern von geringen Querdurchmessern ein sehr entsprechendes Resulat erreicht hatte, möchte es vielleicht am entsprechendsten scheinen: am Grunde des gegenwärtigen Maschinen-Brunnens ein gering dimensionirtes Bohrloch abzuteufen, respective zu versuchen, ob mit einer geringen Bohrung dem Wassermangel des Maschinen-Brunnens abzuhelfen sei.

Diesem vorläufigen Versuche, die Wasserfrage zu lösen, lassen sich vom geologischen Standpunkte folgende Bedenken entgegenstellen.

Es ist ausser Zweifel durch die Erfahrung festgestellt, dass die im Tegel gebohrten artesischen Brunnen früher oder später, wenigstens nach Jahren, den Dienst versagen. Die Ursache dieser Erscheinung liegt in zweierlei verschiedenen Umständen.

Erstens folgt aus der geringen Ausdehnung der wasserspendenden Sandleisten, dass ihre stets geringere Wassermasse mehr oder minder bald thatsächlich erschöpft, d. h. ausgeflossen ist, und der in dieselben stattfindende Nachfluss zu gering ist um dem Ausflusse das Gleichgewicht zu halten, woraus endlich eine gänzliche Erschöpfung des Bohrbrunnens resultirt.

Zweitens entwickelt sich in Folge des Eintretens des neben den Röhren des Bohrbrunnens aufsteigenden Wassers eine Erweichung des durchbohrten Tegels, welche ihrerseits die Entwicklung eines grossen seitlichen Druckes nach sich zieht, welcher Druck oft so gross wird, dass er die üblichen Röhren zerquetscht und den Durchgang des aufsteigenden artesischen Wassers hemmt oder total absperrt.

Die bisher angewendete Abhilfe bestand im ersten Falle darin, dass man das Bohrloch des Brunnens so weit vertiefte, bis eine neue wasserspendende Schichte erreicht wurde, wornach der Bohrbrunnen von neuem gute Dienste zu leisten pflegt.

Im zweiten Falle ist in der Regel die Abhilfe getroffen worden, dass man wo möglich die alten Rohre heraushob und durch neue kräftigere, widerstandsfähigere ersetzte.

Mit kaum anzuzweifelnder Sicherheit kann man, im Falle ein Bohrversuch am Boden des Maschinen-Brunnens zu Fürstenfeld ausgeführt werden würde, das Eintreten des einen oder des zweiten Falles voraussagen, respective das Eintreten der erneuerten Wassersorge vielleicht unter erschwerenden Umständen in Aussicht stellen.

Ferner ist zu beachten, dass sowohl während des ersten Bohrversuches im Maschinen-Brunnen, als auch während jeder nachfolgenden Reparatur des schadhaft gewordenen Bohrloches die Benützung des Maschinen-Brunnens nothwendiger Weise eine Unterbrechung erleiden müsste, was fast gleichbedeutend ist mit der theilweisen oder gänzlichen Sistirung der Fabriksarbeit.

Diesen durch die Erfahrung gerechtfertigten Bedenken gegenüber scheint es daher zweckentsprechender, eine solche Methode der Zuführung der artesischen Wässer zu wählen, die von der Unterbrechung des Gebrauches des Maschinen-Brunnens Umgang nimmt respective ohne Störung des Betriebes der Fabrik, zu jeder Zeit eine Ausbesserung des artesischen Brunnens zulässt.

Diese kann nur so eingeleitet werden, wenn in der Nähe des gegenwärtigen Maschinen-Brunnens ein zweiter Trockenbrunnen gegraben, in diesem die Bohrung des artesischen Brunnens vorgenommen wird und dann der fertige artesische Brunnen mit dem Maschinen-Brunnen in entsprechende Communication gesetzt wird.

Um ferner einerseits das Nachbohren des eventuell minder ergiebigen artesischen Brunnens zu ermöglichen, andererseits die Zerquetschung der Röhren unmöglich zu machen, wird es nöthig sein, die Verrohrung des Bohrloches mit Röhren von grösseren Dimensionen und bedeutenderer Stärke vorzunehmen.

Die weite Oeffnung der Rohre wird ein wiederholtes Nachbohren gestatten, die dicke Wand der Rohre eine Zerquetschung derselben unmöglich machen.

* * *

Die im Vorangehenden vorgeschlagene Beilegung der Wassernoth der k. k. Tabak-Hauptfabrik Fürstenfeld wurde von der Commission als zweckmässig erkannt.

Die Bohrung des betreffenden artesischen Nebenbrunnens wollte vorerst nicht gelingen. Nachdem die betreffende Inspection die Ueber-

zeugung gewonnen hatte, dass das Nichtgelingen dem betreffenden Unternehmer zuzuschreiben sei, wurde die Durchführung zweiten Händen anvertraut und kurz darauf war das gewünschte Resultat erreicht.

Eine officielle Nachricht vom 24. Jänner 1883 lautet diesbetreffend wie folgt: „Am heutigen Tage Morgens wurde im Maschinen-Brunnen eine Höhe von 21 Meter Wasser gemessen, und ist sohin der Wasserstand um 10 Meter höher als zu gleicher Zeit im Vorjahre gestiegen."

In neuester Zeit (22. Mai 1883) erreichte das Wasser im Maschinen-Brunnen sogar die Höhe von 23 Metern, und steht der Wasserspiegel Morgens, bevor der Wasserverbrauch eingeleitet wird, in der Regel 15 Meter unter dem Tagkranze des Brunnens. Dieses Niveau ist vorläufig als das höchste zu betrachten, das die artesischen Wässer der tiefsten wasserspendenden Schichte zu erreichen im Stande sind.

Der Spiegel der nach vollbrachter Tagescampagne im Brunnen zurückbleibenden Wassermasse steht in der Regel bei 16 Meter Höhe.

Endlich ist zu erwähnen, dass der nächste, sogenannte Hausbrunnen, an dem Wasserreichthume des Maschinen-Brunnens participirt, da in demselben der Wasserspiegel gegenwärtig bedeutend höher, als vordem, und zwar nur 5 Meter tiefer, als im Maschinenbrunnen steht, zwischen beiden daher eine Communication, unter einem Flügel des Fabriks-Gebäudes, vorausgesetzt werden muss.

Es ist dies ein um so befriedigenderes Resultat, als der Maschinen-Brunnen früher zur trockenen Jahreszeit nur 3 Meter hoch mit Wasser gefüllt zu sein pflegte, und die gesammten Auslagen für die Durchführung, trotz des Misslingens der ersten Arbeiten, eine bedeutend geringere Höhe erreicht haben, als die Durchführung der kein Trinkwasser, sondern höchstens ein unreines Nutzwasser liefernden Einleitung des Flusswassers der Feistritz in die Fabrik, in Anspruch genommen hätte.

Notizen über die Gegend zwischen Plojeschti und Kimpina in der Wallachei.

Von Dr. Emil Tietze.

In den letzten Tagen des October und den ersten Tagen des November 1882 habe ich einen kurzen Ausflug nach der Wallachei unternommen, über dessen Ergebnisse ich nicht unterlassen will, eine Mittheilung zu machen, da bei der Spärlichkeit der Angaben, welche wir zur Zeit über die geologischen Verhältnisse Rumäniens besitzen, jeder noch so kleine Beitrag zur Erweiterung unserer diesbezüglichen Kenntniss willkommen sein dürfte.

Wenn ich auch bei dieser kurzen Mittheilung, welche nur den Zweck hat, einiges für spätere Untersuchungen benützbare Material beizubringen, von einer ausführlichen Darlegung oder Kritik der vorhandenen Literatur absehe, so will ich doch die wesentlichsten Aufsätze oder Arbeiten hier vor Beginn meiner Darstellung wenigstens kurz erwähnen, aus welchen wir in der Lage sind, uns ein vorläufiges Bild von der Geologie Rumäniens zu construiren. Es wird aus dieser Aufzählung wohl hervorgehen, wie wenig umfangreich diese Literatur erscheint im Verhältniss zu der grossen Ausdehnung des Königreiches und im Verhältniss zu dem Umstande, dass wir es mit einem europäischen Lande zu thun haben, dessen Zugänglichkeit für Reisende keine übertrieben schwierige ist. Ein grosser Theil dieser überdies oft sehr kurzen Aufsätze oder Mittheilungen rührt zudem nur von der Benützung der Gelegenheit bei eingeholten fachmännischen Gutachten her, eingehendere systematische Studien fehlen für den weitaus grössten Theil des Landes, so dass, da jene gutachtlichen Reisen bisher nur den Erdöl-Vorkommnissen Rumäniens galten, ein grösserer Theil der zu erwähnenden Literatur nur die Kenntniss einzelner, durch ihre bisherige Ausbeute besonders ausgezeichneter Gebiete etwas genauer vermittelt.

Die ältesten Nachrichten über die das rumänische Becken ausfüllenden Bildungen finden sich erwähnt bei d'Archiac (Progrès de la géologie, 2. Bd., 2. Partie, Paris 1849) und bei Boué (Esquisse géol. de la Turquie d'Europe, Paris 1840). Weitere knappe Anhaltspunkt gibt uns Spratt on the Freshwater Deposits of Bessarabia, Moldavia, Wallachia and Bulgaria (quat. journ. of the geol. soc. of London 1860,

p. 281). Ueber die Dobrudscha, welche ja neuerdings auch zu Rumänien gehört, hat uns bekanntlich K. Peters ein vortreffliches Werk geliefert, welches aber leider für alle übrigen Theile des Landes bis jetzt noch keine Nachfolge gefunden hat.

Die Arbeiten von Coquand: Sur les gîtes de pétrole de la Valachie et de la Moldavie et sur l'âge des terrains, qui les contiennent (bull. de la soc. géol. de Fr. 1867, p. 505), und von Capellini: Giacimenti petroleiferi di Valachia (memorie dell' accademia delle scienze di Bologna 1868, p. 323, serie II, tom. VII) gehören zu den wichtigeren Vorarbeiten für eine spätere geologische Durchforschung des Königreiches. Ausserdem nenne ich einige kurze Notizen von Foetterle über die Gegend zwischen Bukarest und der siebenbürgischen Grenze (Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1870, p. 209), über die Gegend zwischen Turn-Severin und Krajowa (Verh. geol. R. A. 1870, p. 234), und über die Verbreitung der sarmatischen Stufe in der Moldau (ibid. p. 314), sowie den Aufsatz von Edm. Fuchs und Sarasin: Notes sur les sources de pétrole de Campina (Archiv. des sc. de la biblioth. univers. Genf 1873). Stephanesco schrieb eine Mittheilung sur le terrain quaternaire de la Roumanie et sur quelques ossements de mammifères tertiaires et quaternaires du même pays (bull. de la soc. géol. de Fr. 1873, p. 119), sowie in rumänischer Sprache im Bulletin der rumänischen geographischen Gesellschaft eine Abhandlung über das Tertiär von Bahna. Ueber das Neogenbecken nördlich von Plojeschti hat Pilide (Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1877, 2. Heft) eine lehrreiche Mittheilung gegeben, und H. Gintl schrieb über das Vorkommen und die Handelsverhältnisse des Petroleums in Rumänien (Oesterreichische Monatsschrift für den Orient 1878, Nr. 2). Leo Strippelmann (Petroleum-Industrie Oesterreichs u. Deutschlands, Abthlg. II, Leipzig 1879, p. 204) sagt, es sei dies „die einzige dankenswerthe Arbeit, welche über die Petroleum-Verhältnisse Rumäniens besteht“, ein Urtheil, welches indessen wohl nur der Unbekanntschaft des Autors mit den früher erwähnten Abhandlungen zuzuschreiben ist. Paläontologischen Inhalts sind die Aufsätze von Tournouer: Conchyliorum fluviatilium fossilium in stratis tertiariis superioribus Rumaniae collectorum novae species (Journ. de conchyliologie, Paris 1879, p. 261, und 1880, p. 96), und von Porumbaru: Étude géologique des environs de Crajowa (1. partie. Paris 1881). Auch wäre hier zu erwähnen, dass Th. Fuchs bei seiner Beschreibung der Fauna von Radmanest im Banat (Jahrb. geol. R.-A. 1870) über etliche jungtertiäre Conchylien der Gegend von Krajowa bereits vor längerer Zeit Bericht erstattet hat, sowie, dass durch Bielz in den Verhandlungen des Siebenbürgischen Vereines für Naturwissenschaften schon 1864 einige Mittheilungen über das Tertiär bei Krajowa gemacht wurden. Die Petroleum-Verhältnisse von Rumänien, obgleich durchaus nicht grade vom geologischen Standpunkt aus, hat N. Cucu in einem besonderen Buche behandelt (Petroleul, derivatile si aplicatiunile lui, Bukarest 1881) und auch Paul schrieb einen Artikel über die Petroleum- und Ozokerit-Vorkommnisse Rumäniens (Verh. geol. Reichsanst. 1881, p. 93). Derselbe Autor hält uns betreffs der Gegend von Moinesti und Solonez (Verh. geol. R. A. 1882, p. 316) durch den Hinweis auf eine

spätere Publication noch in Erwartung, und Cobalcescu theilte uns das Ergebniss seiner Untersuchungen im Buzeuer Districte vor Kurzem mit (Verh. geol. R.-A. 1882, p. 227).

Die hier anzuschliessende Mittheilung beruht ebenso, wie viele der hier vorstehend erwähnten Arbeiten, auch nur auf einer gelegentlichen Kenntnissnahme von den Verhältnissen eines kleineren Gebietes und betrifft gleichfalls nur die geologischen Verhältnisse einiger Erdölfundorte, sogar solcher Fundorte, welche schon in der Literatur mehrfach genannt wurden. Immerhin können noch mancherlei Ergänzungen zu dem bereits Bekannten selbst für die öfter besuchten Gegenden geliefert werden, und wir werden uns überzeugen, dass auch unsere allgemeinen Auffassungen der dortigen Verhältnisse keineswegs so sicher begründet erscheinen, als dies erwünscht sein muss.

Ich gehe nun zur Sache über. Auf eine Schilderung meiner Reise will ich mich nicht einlassen und bemerke nur im Vorübergehen, dass ich beim Austritt der Donau aus dem serbisch-banater Gebirge in der Gegend von Turn-Severin deutlich ausgeprägte beträchtlich hohe Diluvialterrassen bemerken konnte, sowie dass ich in Bukarest flüchtig Gelegenheit hatte, die Arbeiten der jetzt im Gange befindlichen Regulirung der durch die Stadt fliessenden Dimbovica zu sehen, wobei ausgedehnte Sandlager angetroffen worden sind, während doch die niedrigen Anhöhen um die Stadt herum, wie bekannt, von Löss gebildet werden, der übrigens nur selten Schnecken zu führen scheint. Es wäre sehr zu wünschen, wenn einer oder der andere der Herren, die sich in Bukarest mit Geologie beschäftigen, über die etwaigen Beobachtungen bei jenen Regulirungsarbeiten Einiges mittheilen wollte, weil derartige Gelegenheiten den Boden der Hauptstadt des Königreiches zu untersuchen sich nicht so schnell wiederfinden dürften.

Die Stadt Plojeschti ist noch im Bereich der grossen wallachischen Ebene gelegen, welche hier aus Diluvialschotter besteht. Dass der Löss dieser Ebene, welcher weiter gegen die Donau zu herrscht und noch bei Bukarest eine ansehnliche Mächtigkeit besitzt, gegen den Gebirgsrand zu mehr oder weniger abnimmt, ist schon von anderer Seite hervorgehoben worden. Schon einige Meilen vor Plojeschti bemerkt man an der von Bukarest hierherführenden Eisenbahn, dass sich auf den Feldern hie und da Schotter einstellt, der dann auch stellenweise durch einige Schottergruben aufgeschlossen wird, und nördlich von Plojeschti gegen das hügelige Vorland der transylvanischen Kette zu wird der überall zu Tage tretende Schotter nur mehr von einer 1—2 Fuss mächtigen, sich mehr und mehr vermindernden Decke eines lehmigen Gebildes überzogen, welches vermuthlich dem Löss der Tiefebenen entspricht. Es ist dies die Ackerkrume der Gegend, welche letztere ohne das Vorhandensein dieses Lehms viel steriler wäre, als dies thatsächlich der Fall ist.

Etwa am halben Wege zwischen Plojeschti und Campina, welche Stadt als Mittelpunkt der hiesigen Petroleum-Region schon seit längerer Zeit bekannt und genannt ist, beginnen östlich vom Wege die ersten noch niedrigen Vorhügel des Gebirges. Hier liegt das ziemlich grosse Dorf Baikoi und etwas weiterhin Cinta, Ortschaften, welche zwar auch schon seit einiger Zeit durch die dort gefundenen Oelspuren bekannt

sind, indessen wohl noch bei weitem nicht zu der verdienten Bedeutung gelangten, insofern die Ausbeutung des dortigen Petroleums bisher mit nur geringer Energie betrieben wurde und namentlich noch nirgends genügende Tiefen aufgesucht hat.

Oberhalb der genannten Schotterebene erhebt sich hier zunächst eine neue, aber schmale Schotterterrasse, welche sich ihrerseits an tertiäre Schichten anlehnt. Das Dorf Baikoi steht im Wesentlichen auf oder an dieser höheren Schotterterrasse. Ein guter Aufschluss der letzteren befindet sich am Westende des Dorfes oberhalb eines Teiches, welcher eine zwischen den Ortschaften Baikoi und Kotoi befindliche Depression einnimmt. Der betreffende Schotter, welchen Capellini (l. c. p. 330) sogar mit dem Schotter des Wiener Beckens, also wohl mit unserem Belvedere-Schotter verglich, während er es für den Schotter der Ebene nördlich Plojeschti unentschieden liess, ob derselbe posttertiär oder pliocän sei, ist hier in seinem oberen Theile, aber auch nur in diesem, durch eine eisenschüssige Lehmbeimischung roth gefärbt, eine Erscheinung, welche sich in derselben Weise überhaupt einigemale in dieser Gegend wiederholt. Da dieselbe auch von Capellini bemerkt worden sein muss, insofern derselbe (l. c. p. 331) sagt, das Conglomerat mit quarzigen Kieseln sei so reich an Eisenoxyd, dass man es als gewiss annehmen dürfe, es bedecke irgend ein Lager von Limonit, so ist wohl eine missverständliche Auffassung seiner Ansicht über das geologische Alter des betreffenden Schotters, etwa durch eine Verwechselung mit einer anderen Schotterlage, nicht gut möglich.

Der Umstand, dass sich in dem Schotter von Baikoi vielfach Elemente finden, welche entschieden älteren krystallinischen Schiefergesteinen angehören, ist schliesslich noch von besonderem Interesse, insoferne in dem Flussgebiet der Prahowa (einschliesslich der Doftana), welchem der Schotter entstammen muss, bis jetzt derartige Gesteine anstehend nicht gekannt sind. Freilich ist das höher ansteigende Gebirge Rumäniens überhaupt nach terra incognita, aber auch am siebenbürgischen Abhang dieses Gebirges fehlen gerade zwischen Kimpina und Kronstadt die weiter westlich in Siebenbürgen so massenhaft entwickelten krystallinischen Schiefer. Andererseits könnte auch angenommen werden, dass sich das bei den Aufnahmen in Siebenbürgen von F. v. Hauer sogenannte Bucsecs-Conglomerat in den Quellgebieten der Prahowa in grösserer Ausbreitung befände und dass die bewussten altkrystallinischen Elemente des Schotters aus diesem Conglomerat stammen, demzufolge auf dritter Lagerstätte vorkämen. Jedenfalls möchte ich die hier aufgeworfenen Frage der Aufmerksamkeit bei weiteren Untersuchungen empfohlen haben.

Gleich südlich von der durch den vorgenannten Teich bezeichneten Depression sah ich einige Schächte, welche hier auf Petroleum abgeteuft worden waren. Die betreffende Localität heisst nach ihrem derzeitigen Besitzer Jordanescu. Man war hier bereits bis zu einer Tiefe von 33 Klaftern gekommen, wovon die oberen 6 Klafter im Schotter abgeteuft worden waren, unter welchem man einen blauen Thon angetroffen hatte. In dem einem Schachte machte sich ein nicht unbedeutender Gasauftrieb bemerkbar. Indessen, wie dies bei der Nähe des Teiches und der Durchlässigkeit des Schotters nicht anders zu erwarten gewesen wäre, gab es hier viel Wasser zu bekämpfen.

Am westlichen Ende der Depression zwischen Kotoi und Baikoi ist ein kleiner Wassertümpel durch besonders starken Gasauftrieb bemerkenswerth. Man kann hier durch ein in den Tümpel hineingeworfenes brennendes Papier ein lebhaftes Feuer hervorrufen, welches sich sofort auf der ganzen Oberfläche des Wassers verbreitet. „In Baikoi", sagt Gintl (l. c. pag. 29) „kommen auf einer Fläche von 11 Hektaren ewige Feuer vor. Die Einwohner benützen nämlich die Gasexhalationen zum Kochen, indem sie mit einem Stocke eine Vertiefung in die Erde machen, das Gas strömt unaufhörlich aus, wird von den Bauern angezündet, und zum Kochen der Mamaliga benützt".

Es ist sehr wahrscheinlich, dass sich diese Angabe auf die Beobachtung ähnlicher Phänomene, wie das von mir soeben erwähnte, gründet, obschon ich hinzufügen muss, dass mir von ewigen Feuern hier nichts bekannt geworden ist. Dieser Ausdruck ist auch wohl nicht so genau zu nehmen, insoferne Feuer, welche jedesmal speciell angezündet werden müssen, nicht ewige Feuer genannt werden können, wie diejenigen von Baku im Kaukasus oder von der Chimaera in Klein-Asien. Es kommen vielmehr ausser dem erwähnten Tümpel hie und da Plätze vor, wo die Vegetation wahrscheinlich in Folge von Gasen, die durch den Diluvialschotter an die Oberfläche dringen, schlecht gedeiht, wie (denn die vorhin erwähnte Localität Jordanescu ein solcher Platz ist), es ist auch möglich, dass man stellenweise früher, ehe das Terrain, so wie heute, mit einigen Schächten besetzt war, an die Oberfläche tretende Gase hat anzünden können, während heute diese Gase in einem tieferen Niveau, in den betreffenden Schachttümpeln, entweichen; allein die Vorstellungen, welche die betreffende Stelle in Gintl's Aufsatz erweckt, sind in einem gewissen Grade übertrieben. Immerhin kündigt der geschilderte Gasauftrieb die Anwesenheit der gesuchten Kohlenwasserstoff-Verbindungen schon oberflächlich an, wenigstens insoferne alle Petroleumgebiete durch das Mitvorkommen derartiger Gase ausgezeichnet sind, wenn wir auch andererseits Beispiele besitzen, dass solche Gase auch für sich allein auftreten können.

Gleich neben dem beschriebenen Tümpel waren drei Schächte abgeteuft worden, welche nordwestlich von den Schächten der Localität Jordanescu gelegen sind.

Der südlichste dieser drei Schächte erscheint in einem bläulichen Thon angelegt, in welchem man stellenweise Versteinerungen findet, namentlich kleine Cardien. Am bemerkenswerthesten war eine Vivipara, welche ich mit *V. Neumayri* identificiren muss. Die glatte, gebauchte Schale, die Zahl der fünf Umgänge, von denen der letzte der halben Höhe des Gehäuses entspricht, die scharfen Nähte zwischen den Umgängen, sowie die Form der Mündung und die Anwesenheit eines kleinen Nabels charakterisiren die betreffende Schnecke, welche nach der Arbeit von Neumayr und Paul die untere, mehr brakische Abtheilung der slavonischen Paludinenschichten bezeichnet, deutlich genug. (Vgl. Paul und Neumayr. Congerien- und Paludinenschichten Slavonien's, Wien 1875.)

Der bewusste Thon wird dadurch als den Congerienschichten (im weiteren Sinne) angehörig bezeichnet.

Man war hier noch nicht viel tiefer als etwa 10 Klafter gekommen, und auch die andern beiden, in der nächsten Nähe befindlichen Schächte, hatten grössere Tiefen noch nicht erreicht. Erdöl hatte man in dem genannten Schachte noch wenig gefunden, dagegen zeigten sich diejenigen Lagen des Thons, welche gerade während meiner Anwesenheit in Angriff genommen wurden, vielfach imprägnirt von Ozokerit. Der letztere kam zwischen den sich unregelmässig oder netzartig durchsetzenden dünnen Kluftflächen des Thones in Lagen vor, welche manchmal nur papierdünn waren, meist aber etwa die Stärke eines Pappendeckels oder Bucheinbandes besassen. In der unteren Tiefe des Schachtes war fast jedes demselben entnommene Handstück des Thones von einigen solchen Lagen durchzogen, und schoss das schön wachsgelbe Product beim Durchschlagen der Thonstücke mit dem Hammer jedesmal ziemlich geschwind in strangförmigen Gestalten hervor, im Kleinen in ganz ähnlicher Weise, wie das im Grossen beim Anschlagen von Ozokeritklüften in Borysław bekannt ist. Der Thon selbst ist dabei entschieden salzhaltig, da ich auf mitgenommenen Stücken desselben nach einigen Wochen deutliche, auch durch den Geschmack sich verrathende Salzausblühungen bemerken konnte.

Eine kurze Distanz weiter nördlich ist ein anderer der genannten drei Schächte in einem meist losen Sande abgeteuft worden. Derselbe gab bei einer Tiefe von 8 Klaftern eine Zeit lang einen Oelzufluss von etwa 5 Eimern täglich. Als dieser Zufluss sich verminderte, grub man noch 2 Klafter weiter und erhielt dort einen neuen Zufluss, der jedoch schon wieder in Verminderung begriffen war. Ueber den dritten der hier gegrabenen Schächte finde ich in meinem Notizbuche keine Daten. Bemerken will ich nur noch, dass die Mächtigkeit des die tertiären Sande und Thone oberflächlich bedeckenden Schotters auch hier etwa 6 Klafter betrug.

Einige weitere, theilweise über 30 Klafter tiefe Schächte befanden sich beim Dorfe Kotoi oder inmitten der zu den Häusern desselben gehörigen Gärten. Auch hier waren theils Sande, theils sandige und fette Thone angetroffen worden. In dem einen Falle hatte man nach 20 Klaftern Sand im Liegenden desselben blauen Thon mit kleinen Cardien analog dem vorher geschilderten Thon angetroffen. Der Sand hatte in seinen tieferen Partien sich als petroleumführend erwiesen. Andere, etwas östlicher, am Ostende von Kotoi gelegene Schächte hatten unter ähnlichen Verhältnissen schon seit längerer Zeit ansehnliche Mengen von Oel geliefert. Ich konnte über dieselben jedoch nicht mich näher informiren. Man ist hier auf salzführende Partien des Thones gestossen, und dies wird ganz glaubwürdig, wenn man die vielfachen Salzefflorcesenzen sieht, mit denen der Boden bedeckt ist.

Der Abhang des niedrigen Tertiärrückens von Kotoi gegen den erwähnten Teich zu zeigt noch Schotter, der auf der Höhe des Rückens fehlt.

In dem östlichen Theile des Dorfes Baikoi kamen in einigen trockenen Terrainfurchen Salzausblühungen vor, welche die Nähe eines salzführenden Gebirges verrathen. Nur wenige Minuten vom östlichen Ende von Baikoi entfernt hat ein am Rande der Tertiärhügel

angelegter Schacht nach 4 Klafter Tiefe in der That Steinsalz angefahren, in welchem der Schacht dann bei 12 Klafter Tiefe stehen gelassen wurde.

Merkwürdig ist, dass ein anderer, gleich südlich daneben angelegter Schacht, welcher bis auf 33 Klafter abgeteuft wurde, ausschliesslich in diluvialem Schotter sich befindet, der sonach hier unmittelbar am Rande des Tertiärgebirges, wenn auch wohl nur local eine gradezu erstaunliche Mächtigkeit erreicht, vermuthlich einem alten Loch, irgend einer vordiluvialen Vertiefung des Terrains entsprechend.

Mehr gegen die Höhe des betreffenden Rückens zu, bei der Localität Grolescht, etwa in der Mitte zwischen Baikoi und Cinta, wurde in 4—5 Klafter unter der Oberfläche Salz angetroffen.

Zur Zeit endlich der Anwesenheit Coquand's in dieser Gegend (l. c. p. 552), war das letztere an einer Stelle bei 28 Meter Tiefe erreicht worden.

Ostnordöstlich von Baikoi zeigen die Ufer des Demboi-Baches bei Cinta vielfach Salzausblühungen.

Die grossen Diluvialschotter-Massen, welche wir südlich jenseits des überstiegenen Rückens verlassen hatten, treten hier im Thale nicht wieder auf, nur ziemlich unbedeutende ältere Alluvialschotter des Baches selbst sind sichtbar, in welche sich der Bach stellenweise wieder einschneidet. Hie und da zeigen die Gehänge Aufschlüsse meist von grauen Thonen, in welchen es schwierig ist, Andeutungen von sicherer Schichtung zu beobachten.

Hier sind namentlich auf der Südseite des Baches mehrere Schächte angelegt. Der eine derselben hatte bei der zur Zeit meiner Anwesenheit erreichten Tiefe von 31 Klafter passable Quantitäten von Erdöl geliefert, unweit davon ein anderer Brunnen ergab bei einer Tiefe von 29 Klafter noch kein Resultat. Sandige graue Thone mit Zwischenlagen von Sand, theilweise sogar von Sandstein, setzen das durchfahrene Gebirge zusammen. Etwas südlich von diesen Schächten höher an der Gebirgslehne hinauf hat ein anderer Schacht in geringerer Tiefe Steinsalz erreicht. Noch andere Schächte an derselben Lehne besitzen wieder kein Salz. Eine Bohrung am Rande des Baches hatte zur Zeit Coquand's (l. c. p. 553) das Salz nach Kurzem getroffen und dann nach 56 Meter noch immer kein Petroleum ergeben. Ein anderer, nur 22 Meter tiefer Brunnen aber hatte während fast zweier Monate 9110 Liter Oel täglich geliefert. Als ihn aber der erwähnte Autor im August 1865 besuchte, bestand er bereits 11 Monate und lieferte kaum 29 Liter in 24 Stunden, ein interessanter Fall von rascher Erschöpfbarkeit.

Capellini, welcher Cinta und das jenseits des genannten Flusses gelegene Petroleumrevier von Demba ebenfalls besuchte, erwähnt, dass sich hier bisweilen 7 oder 8 Meter unter der Oberfläche Salzlinsen fänden, welche den petroleumführenden Thonen untergeordnet seien.

Capellini hat ausserdem hier und in Baikoi Versteinerungen gefunden. Er bestimmte aus den salzführenden Thonen von Cinta und Baikoi *Cardium littorale Eichw.*, Bruchstücke von *Dreissena*, *Paludina*

acuta Drap., *Pisidium priscum Eichw.*, und *Pisidium sp.* grössere Form.

Wenn es bei Gintl, der hier den Mittheilungen von Heinrich Walter in Lemberg folgt, heisst: „In Baikoi und Tinta (Cinta) tritt Schiefer mit einem Conglomerate von Glimmer- und Chloritschiefer, Quarzit und Gneiss auf", so kann bei dieser Schilderung unmöglich von einem dem Tertiärgebirge untergeordneten Conglomerate die Rede gewesen sein. Das wäre ein absolutes Missverständniss oder eine Verkennung der Stellung, welche dem Diluvialschotter dieser Gegend zukommt. Ich erwähne das hier nur noch, um die nothwendigen Beziehungen auf die Literatur zu vervollständigen.

Die Streichungsrichtung der Hügelzüge von Baikoi, Kotoi und Cinta, sowie der dieselben zusammensetzenden Tertiärschichten, soweit dies beobachtbar, ist eine ostwestliche, entsprechend der allgemeinen Streichungsrichtung, welche in dem wallachischen Theile des rumänischen Hügellandes herrscht, und welche Paul beispielsweise auch bei Colibassi constatirte. Der Umstand, dass man sich hier in der östlichen Streichungsfortsetzung des letztgenannten, bekanntlich sehr reichen Oelreviers befindet, sowie dass zwischen Colibassi und Baikoi im Streichen derselben Zone noch ein anderes Petroleum-Gebiet, das von Modeni, vorkommt, steigert sehr wesentlich die auf das Oelvorkommen von Baikoi zu setzenden Hoffnungen.

Der letztere Punkt hätte vor Colibassi dann noch den Vortheil der unmittelbaren Nähe an der Eisenbahn voraus.

Was das Vorkommen von Steinsalz bei Baikoi und Cinta anbelangt, welches in verschiedener Hinsicht nicht ohne Interesse ist, so will ich zunächst nur auf die ziemlich grosse Unregelmässigkeit hinweisen, welche sich in der Vertheilung desselben in dem hiesigen Tertiärgebirge ergibt. Die einen Schächte treffen dasselbe in geringer, die andern in grösserer Tiefe, noch andere, und zwar oft in der Nähe der vorhergehenden gelegen, gar nicht. Es dürften also verschiedene, unregelmässig gestaltete Salzlinsen der übrigen Masse der Tertiärschichten eingelagert sein. Will man sich aber die Begrenzungsflächen der betreffenden Salzlager als mehr oder weniger eben denken, was bei Salzlagern übrigens schon wegen der fortdauernd wirkenden Auflösungsprocesse nicht so genau zu nehmen ist, dann könnte man nur die Voraussetzung steiler Schichtenstellungen und einer relativ geringen Mächtigkeit der einzelnen Schichten des Salzes machen, um die thatsächlich beobachteten Verhältnisse des Salzes zu erklären. Dass aber die Schichten des Gebirges stellenweise ziemlich steil aufgerichtet sind, ergibt sich aus der Art, wie manchmal die Sande und Thone in benachbarten Schächten nebeneinander, statt übereinander vorkommen. In jedem der genannten Fälle aber wäre die Annahme eines mächtigen, zusammenhängenden Salzstockes hier auszuschliessen, und das ist schliesslich für die Discussion der Aussichten auf eine gesteigerte Erdölgewinnung in dieser Gegend von Wichtigkeit. So innig nämlich auch erfahrungsmässig ein gewisser Salzgehalt eines Gebirges mit einer eventuellen Petroleumführung der betreffenden Schichtsysteme zusammenhängt, und so stark auch manchmal das Steinsalz selbst mit Kohlenwasserstoff-Verbindungen imprägnirt ist, wie wir das z. B. am Knistersalz

von Wieliczka sehen, oder wie man das gerade hier bei Baikoi fast immer beobachtet, so erweisen sich doch gerade die grösseren Salzstöcke selbst nicht als der Sitz einer nutzbar zu machenden Oelführung. Wenn dies der Fall wäre, würde man ja in den Salzstöcken der sonst vielfach ölführenden neogenen Salzformation Galiziens schon längst reiche Oelquellen entdeckt haben. Also nur der Umstand, dass wir es hier bei Kotoi und im Nordosten von Baikoi mit keinem grösseren geschlossenen Salzstock zu thun haben können, sichert diesem Theile des beschriebenen Oelreviers Hoffnungen des Erfolges. Vorsicht, namentlich bei Beschränktheit der verfügbaren Mittel, möchte aber doch anzurathen sein, sobald man mit einem Schachte grade auf Steinsalz gerathen ist.

Von Baikoi unternahm ich noch eine Excursion weiter gebirgswärts nach Campina (Kimpina). Hierbei passirte ich zunächst eine weite Ausbreitung beträchtlicher Schottermassen, welche in einigen Terrassen gegen das Thal der Prahowa abfallen. Gleich westlich von Baikoi am Wege nach dem dortigen Bahnhofe steigt man die erste dieser Schotterterrassen herab. Dieselbe hat hier eine Höhe von vielleicht 20—30 Fuss. Von hier aus dehnt sich eine weite, mit Schotter bedeckte Ebene aus, bis man endlich südlich von dem Zusammenflusse der Prahowa und Doftana abermals hinabsteigt und dabei gewahrt, dass jene ausgedehnte Ebene nur die Oberfläche einer weiten und ausserordentlich hohen Terrasse vorstellt, von welcher sich correspondirend in derselben Höhe am jenseitigen rechten Ufer der Prahowa ebenfalls wiederholte Andeutungen wiederfinden, während die im Winkel zwischen dem Zusammenflusse der genannten beiden Flüsse gelegene Hochebene von Campina die obere, nur durch den tiefen Einschnitt der Doftana abgetrennte Fortsetzung derselben Terrasse bildet.

Die Tiefe, mit welcher sich die beiden Flüsse in die beschriebene Terrassenbildung einschneiden, mag 2—300 Fuss betragen. Es wäre aber ein Irrthum, wollte man diese Niveaudifferenz für die Gesammtmächtigkeit des Diluvialschotters halten. Die Mächtigkeit des letzteren ist vielmehr durchschnittlich eine viel geringere, insofern an den Abhängen der Terrasse an verschiedenen Stellen und in ziemlicher Höhe die dem Schotter vorausgängigen Tertiärbildungen hervorsehen. Wohl haben wir echte Flussterrassen und alte Thalböden vor uns, indessen so erstaunlich auch namentlich in Bezug auf die zwischen Plojeschti und Kimpina bestehende grosse Horizontalausbreitung des Schotters die Masse desselben erscheint, so haben doch die früheren Thalböden, welche als Ablagerungsbasis des Schotters dienten, wohl selbst schon so respectable Höhenlagen besessen, dass die verticale Mächtigkeit des Schotters nur local, vermuthlich einigen alten Terrainfurchen oder Löchern entsprechend, Dimensionen von aussergewöhnlicher Art gewonnen hat. Der Umstand, dass der Schotter mehr und anscheinend mächtiger auf der linken Thalseite der Doftana, südlich Campina, an den dortigen Strassenserpentinen beobachtet wird, und dass dafür die Aufschlüsse der Tertiärgesteine mehr auf dem rechten Ufer des betreffenden Thaleinschnittes wahrgenommen werden, verdient allerdings noch eine weitere Untersuchung, wie denn überhaupt die jüngeren Bildungen dieser Gegend noch vielfach zu interessanten Studien werden

Veranlassung geben hönnen. Meine Anwesenheit hier war viel zu kurz und dazu viel zu sehr durch andere Aufgaben in Anspruch genommen, als dass ich mir ein definitives Urtheil über Alles hätte bilden können. Doch will ich noch erwähnen, dass man am linken Ufer der Prahowa, schrägüber vom Bahnhofe von Kimpina, zu der Ueberzeugung gelangt, dass nur der massenhaft an den Gehängen der Terrasse herabgerollte Schotter durch Verdeckung der darunter theilweise noch hervortretenden Neogenabsätze an gewissen Stellen den Eindruck einer grösseren Mächtigkeit des Diluviums hervorruft, als dies der Wirklichkeit entspricht.

Ich besuchte bei Kimpina sowohl an der Doftana, als an der Prahowa gelegene Oelbrunnen. Diejenigen an der Doftana, welche östlich von der Stadt gelegen sind, sind zumeist sehr ergiebig. Hier sind sowohl blaue Thone, als ziemlich lose Sande aufgeschlossen. An den letzteren beobachtet man stellenweise deutliche Schichtung. Sie stehen hier sehr steil und streichen genau westöstlich. Die steile Schichtenstellung, welche man unter dem Niveau der Terrasse constatirt, ist um so auffälliger, als schrägüber an der das linke Ufer des Flusses bildenden Gebirgslehne ein zwar gegen Süden geneigtes, aber doch viel flacheres Fallen aus dem Gesammtanblick des Gebirges hervorzugehen scheint. Demnach müsste angenommen werden, dass die Schichten hier gegen die Tiefe zu mehr gestört und aufgerichtet sind, als in der Höhe.

Sowohl in den Sanden, als in den Thonen finden sich hier Cardien und Congerien. Etwas weiter nördlich im Liegenden der ölführenden Schichten wird ein Salzlager auf dem linken Ufer des Flusses abgebaut, zu welchem jetzt eine Zweigbahn im Bau begriffen ist.

Annähernd in der westlichen Streichungsfortsetzung des Oelreviers an der Doftana sind an den Steilufern der Prahowa ebenfalls einige Brunnen angelegt worden, welche allerdings bis jetzt noch keinen sehr bedeutenden, regelmässigen Erfolg aufzuweisen haben. Am linken Ufer des Flusses kommt hier eine Schwefelquelle zum Vorschein, welche bereits Veranlassung zu einer Bade-Anlage gegeben hat, der leider eine schattige Promenade noch abgeht. Wieder sind es Sande und Thone, die hier das Terrain zusammensetzen. Die Schichtenstellung ist an dem Abhange der Terrasse sehr verwischt, doch kommen tief unten am Flusse bei einer dort befindlichen Mühle Schichtenköpfe zum Vorschein, welche senkrecht stehenden Schichten angehören. Unterhalb des Badehauses bei der Schwefelquelle kam in der Nähe des Flusses vor einiger Zeit einmal Erdwachs vor, welches in dicken Strängen hervorquoll. Doch soll dieser Zudrang alsbald wieder aufgehört haben. Ebenso zeigten andere Schächte in der Nähe in denselben Tiefen kein Wachs, ein Umstand, welcher übrigens an die bekannte Unregelmässigkeit des Wachsvorkommens von Borisław erinnert.

Am jenseitigen rechten Ufer der Prahowa, wo sich ebenfalls eine Anzahl von Schachten befinden, sah ich ausser den etwas mehr hangendwärts vorfindlichen blauen Thonen und Sanden auch glimmerige. dünnplattige Sandsteine mit kleinen Congerien (*C. simplex*), sowie bläuliche, mergelige Sandsteine, denen Schwefel und Gyps in mehr oder weniger grossen Partien untergeordnet sind. Schwefel kommt ziemlich reichlich,

aber meist nicht sehr rein vor. Er füllt oft Drusenräume aus und ist dann von traubigem Kalkspath nicht selten überwachsen.

Bereits Pilide (l. c. p. 140) hatte erklärt, dass die Gebilde an der Spitze des dreieckigen Plateaus, auf welchem Campina steht, den Congerienschichten zugehörten. Erst weiter nördlich treten im Liegenden derselben sarmatische Bildungen auf, welche aber zwischen Campina und Baikoi nirgends bekannt wurden. Dass das Erdöl in der Wallachei wenigstens vorwiegend den Congerienschichten angehöre, ist dann auch von Paul erkannt und ausgesprochen worden, in ähnlicher Weise, wie dies Capellini bei den Deutungen, die er früher und bei späteren Gelegenheiten seinen älteren Beobachtungen gab, zu betonen nicht unterliess, wie denn überhaupt die meisten der seitherigen Beobachter (auch Coquand und Foetterle) den Congerienschichten eine wesentliche Rolle beim Aufbau der ölführenden Bildungen jenes Landes zuerkannt haben.

Nach all' dem Gesagten kann über die allgemeine Formations-Zusammengehörigkeit der erwähnten petroleumführenden Schichten bei Kimpina und andererseits bei Baikoi und Cinta kein Zweifel bestehen, wenn auch durch das Auftreten eines Schwefellagers, sowie stellenweise etwas festerer Sandsteine (die übrigens auch bei Cinta nicht ganz fehlen) ein etwas anderer Habitus der verglichenen Bildungen bedingt wird. Es ist auch möglich, dass die Ablagerungen von Baikoi mit ihrer Fortsetzung bei Colibassi und Magureni um eine Kleinigkeit theilweise jünger sind, als diejenigen von Kimpina (mit ihren Fortsetzungen nach Provitza einer- und nach Pakuratzi andererseits), obschon das bei Kimpina beobachtete südliche Schichtenfallen nicht continuirlich bis Magureni, d. h. bis zu den dem orographisch isolirten Vorkommen von Baikoi entsprechenden Localitäten anzuhalten scheint, sondern einmal unterwegs eine Umkehrung im entgegengesetzten Sinne erleidet, wir man von der Ebene zwischen Baikoi und Kimpina an den jenseits der Prahowa aufsteigenden Gehängen wahrzunehmen glaubt; allein in jedem Falle haben wir es hier und dort mit Schichten zu thun, die jünger sind, als das Sarmatische, oder sofern man dem von Capellini (l. c. p. 351) erwähnten, von andern Beobachtern vorher und nachher übersehenen Auftreten von Cerithien bei Colibassi grössere Bedeutung zugesteht, mit Schichten, die wenigstens sämmtlich jünger sind, als die Mediterranstufe.

Dieser Umstand ist nun, wie ich zum Schluss hervorheben will, von besonderem Interesse bezüglich des Salzvorkommens bei Baikoi und Cinta. Man scheint neuerdings (vgl. Paul l. c. Verhandl. 1881) die Annahme zulässig gefunden zu haben, dass überall dort, wo in der wallachischen Neogenformation Steinsalz auftritt, dasselbe an die der subkarpathischen Salzformation Galiziens entsprechenden Mediterranbildungen gebunden sei. Diese Annahme entspringt jedoch wohl einer allzu rasch vorgefassten Meinung, und man könnte der unbefangenen Würdigung der Thatsachen bei künftigen Untersuchungen störend entgegenwirken, wollte man den Anstoss dazu geben, diese Thatsachen sämmtlich einer bestimmten Schablone unterzuordnen, welche den Verhältnissen anderer als der hier zu untersuchenden Gebiete entlehnt ist.

Es ist ja keinem Zweifel zu unterwerfen, dass die subkarpathische Salzformation, so wie sie den Aussenrand der Karpathen in Galizien und der Bukowina begleitet, auch in der Moldau und Wallachei unter entsprechenden Verhältnissen auftritt, dass sie also überhaupt in Rumänien vorhanden ist, ebenso wie mit Sicherheit das Vorkommen auch von Leithakalken und sarmatischen Schichten in der Wallachei insbesondere durch die verdienstlichen Untersuchungen von Pilide und Stefanesco nachgewiesen erscheint, es ist also auch keineswegs meine Absicht, etwa alle Salzlager der Wallachei den Congerienschichten zuzurechnen, aber wir werden uns dazu entschliesen müssen, das Vorkommen von Steinsalz in diesem Lande nicht mehr als bezeichnend für ein bestimmtes Niveau anzusehen.

Innerhalb des der subkarpathischen mediterranen Salzformation in der Wallachei nach Süden zu vorgelagerten Neogengebietes schreibt freilich Paul, „tritt aber auch noch der Salzthon in mehreren parallelen, ungefähr ostwestlich streichenden Aufbruchszonen auf, und es ist sehr bemerkenswerth, dass die Erdölvorkommnisse dieses Gebietes auf diejenigen Partien der jüngeren Neogengebilde beschränkt zu sein scheinen, welche an diese Aufbruchszonen grenzen", das wäre also die Auffassung, der zufolge das Vorkommen des Steinsalzes im Bereich der Congerienschichten einem Auftauchen älterer Bildungen unter den letzteren entspräche, und da alle diejenigen Schichten, welche bei einer regelrechten Aufeinanderfolge sich zwischen dem Salz und den Congerienschichten einstellen müssten, in den betreffenden Fällen zu fehlen scheinen, so sieht sich Paul zu der Annahme veranlasst, dass „die jüngeren Neogenablagerungen dem Salzthone nicht regelmässig, sondern übergreifend aufgelagert sind". Offenbar werden die Steinsalz- und Gypslager im Valle Ursuluj bei Colibassi, welche der Autor dann erwähnt, als ein Beispiel der betreffenden Verhältnisse zu betrachten sein.

Ich will nicht über diejenigen Punkte urtheilen, welche ich nicht selbst gesehen habe, ich bin aber überzeugt, dass wenigstens bei Baikoi und Cinta Niemand im Stande wäre, zwischen den Paludinen- und Congerienschichten einerseits und den das dortige Steinsalz führenden Bildungen andererseits irgend eine fassliche Grenze zu ziehen. Die Trennung dieser unbedingt zusammengehörigen Bildungen wäre eine durchaus willkürliche.

Handelte es sich um eine blosse Imprägnation der dortigen Thone mit Salz, so könnte noch daran gedacht werden, dass eine derartige Salzführung durch eine nach dem Absatz der Schichten stattgefundene Infiltration mit salzhaltigem Wasser bedingt worden sei, obschon das bei den fetten, wasserundurchlässigen Thonen immerhin schwer vorstellbar wäre. Pilide (l. c. p. 140) scheint freilich an Derartiges gedacht zu haben, als er die zahlreichen Salzausblühungen im Bereiche der jüngeren Neogenschichten wahrnahm.

Man dürfe nämlich diese Anzeichen, schreibt er, „nicht für zu wichtig halten, da die Ursache des Salzgehaltes der Wässer, wie man weiss, in dem ganzen Terrain, welches dieselben durchfliessen, gesucht

werden muss, somit oft an Stellen, die von dem Punkte des Hervortretens sehr weit entfernt sind". Wir haben aber bei Baikoi und Cinta nicht allein Durchdringungen der Thone mit Salztheilchen, sondern bestimmt ausgesprochene Salzkörper vor uns, deren Anwesenheit inmitten von Schichten, die durch Versteinerungen der Congerienstufe ausgezeichnet sind, sich nicht wegleugnen lässt. Weitere Untersuchungen werden lehren, inwieweit andere Salzlager, beispielsweise die von Colibassi, hier zu vergleichen wären.

Die Constatirung einer derartigen Beschaffenheit der rumänischen Congerien- und Paludinenschichten kann, wie ich nebenher bemerken will, nicht ohne Einfluss bleiben auf die Anschauungen, welche wir über die klimatischen Zustände des südöstlichen Europa für die Zeit des jüngeren Miocän uns bilden wollen (vgl. meinen Aufsatz über die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Lemberg, Jahrb. d. geol. R.-A. 1881, pag. 93); wir dürfen, wenn wir von Paludinenschichten hören, nicht mehr so unbedingt, wie früher, an Süsswasser- oder schwach brackische Ablagerungen [1]) denken. Unsere Vorstellungen über die diesbezügliche Natur verschiedener Schichtencomplexe werden überhaupt noch hie und da gewissen Modificationen unterworfen werden in dem Maasse, als unsere Kenntniss der heutigen biologischen Verhältnisse Fortschritte machen wird. Wir wissen ja Alle, dass z. B. der Fauna der sarmatischen Stufe noch vor Kurzem bald ein borealer, bald ein brackischer Charakter zuerkannt wurde und in einer durch das Comité des Geologen-Congresses von Bologna preisgekrönten Abhandlung Karpinskys (Congrès géologique international, compte rendu de la 2me session, Bologne 1881, pag. 343, pl. I) sehen wir sogar, dass der durch die sarmatische Fauna repräsentirte Typus als Typus von Brackwasserschichten aufgefasst und in diesem Sinne auf den geologischen Karten durch besondere Schraffirungen angedeutet werden soll, und doch hat Theodor Fuchs, auf dessen wichtige Abhandlung über die Natur der sarmatischen Stufe sich Karpinsky beruft, in einer anderen Abhandlung gezeigt, dass gewisse stark gesalzene Seen Egyptens eine lebende Fauna führen, deren Analogon eben die der sarmatischen Stufe ist.

Jedenfalls leben auch heutzutage die Paludinen nicht ausschliesslich im süssen Wasser. Baer (bull. acad. Petersb. tm. 13, pag. 207 und 208) berichtet, dass *Paludina vivipara* im caspischen Meer und zwar in der Gegend der Wolga-Mündungen vorkomme, allerdings nur in den Regionen, deren Wasser noch trinkbar ist, „die kleinen Paludinen" aber „gehen noch weiter, sie sind im Hafen von Mangischlak häufig".

In einer seiner neueren Publicationen hat Capellini (La formazione gessosa di Castellina marittima, Bologna 1874, p. 24 u. 80) die Gleichaltrigkeit der ölführenden und salzhältigen Congerienschichten der Wallachei mit den jüngeren schwefel- und gypsführenden Bildungen der Gegend von Livorno betont, in denen ebenfalls Süsswasser-Mollusken häufig sind. Man kann es dahingestellt sein lassen, in wie

[1]) Die Herren Neumayr und Paul sind zu der Ansicht gelangt, dass in Slavonien die untere Abtheilung der dortigen Paludinenschichten einen noch etwas brackischen, die obere dagegen einen Süsswasser-Charakter besitzt.

weit bei Livorno die Entstehung der Schwefel- und Gypslager unter ähnlichen physikalischen Bedingungen stattfand, wie in den gleichalterigen Schichten Rumäniens. Es brauchen ja nicht alle Gypse marinen Ursprungs zu sein, oder besser gesagt, es brauchen nicht alle Gypse in ihrem Ursprung mit dem Absatz aus stark versalzenen Becken im Zusammenhang zu stehen. Immerhin aber kann ein derartiges Zusammenfallen ähnlicher Umstände bei der weiteren Discussion über die verglichenen Bildungen und die Verhältnisse ihres Ursprungs im Auge behalten werden.

Von ganz besonderer Wichtigkeit sind desshalb die Auseinandersetzungen, welche C. de Stefani in seiner Arbeit über die Montagnola Senese bezüglich der Congerienschichten Italiens (Bollet. comit. geol. d'Italia 1880, p. 73) verlautbart hat. Er hob es ausdrücklich (l. c. pag. 91) hervor, dass Gyps- und Salzführung eines der gewöhnlichsten Merkmale der italienischen Congerienschichten sei, und dass das Zusammenvorkommen von Arten, welche man sonst gern als bezeichnend für Süsswasserablagerungen angesehen hatte, mit Absätzen von Salz und Gyps in der Jetztwelt durch mannigfache Analogien erklärt werden könne. Cardien, Melanien und Paludinen leben heute zusammen in den ganz versalzenen Schotts der Sahara (l. c. pag. 95), nach Rossmaessler (Ikonographie der Land- und Süsswassermollusken Europas) kommt *Melanopsis Maroccana* in der Lagune des Rio Seco bei Burriana in Spanien lebend vor, nach Martins (siehe Stefani l. c. pag. 98) lebt *Cardium edule* mit Hydrobien und Neritinen im Salzsee von Tsary-Kamisch, südwestlich vom Aral, und von Tournouer wurde berichtet, dass man Melanien und Melanopsiden im Gebiete der Oase von Quargla in völlig übersättigten Salztümpeln gefunden habe. Diese und andere Hinweise, welche Stefani in der erwähnten Arbeit mitgetheilt hat, werden hoffentlich genügen, um uns wenigstens von biologischer Seite aus zu beruhigen über das Auffällige, was in meiner Deutung gewisser Salzlager der Wallachei gefunden werden könnte. Was aber die geologische Seite der Frage anlangt, so wäre noch hervorzuheben, wie unwahrscheinlich es ist, dass von einer salzführenden Schichtenabtheilung gerade nur die Steinsalzkörper als ältere „Aufbruchswellen" im Bereiche einer jüngeren Formation sich hervorthun, die anderen mit dem Salz sonst verbunden gewesenen Schichten (also in unserem Falle der Mediterranformation) sich an derartigen Aufbrüchen aber nicht betheiligen.

Wir sehen also, dass auch das Urtheil über die Lagerungsverhältnisse der ölführenden Schichten Rumäniens sich wesentlich verschieden gestalten muss, je nachdem man der einen oder der anderen Auffassung bezüglich der dortigen Salzlager folgen will.

Anhangsweise will ich hier nur noch wenige Worte über die Bedeutung der rumänischen Oel-Gebiete im Vergleiche mit den galizischen hinzufügen, soweit sich nämlich diese Bedeutung vom geologischen Standpunkte aus nach den vorliegenden Daten beurtheilen lässt.

In Galizien gehört, wie nachgewiesen werden konnte, die Mehrzahl der Oelfundorte der sogenannten Flyschzone, das ist den Karpathensandsteinen an, und zwar vertheilt auf mehrere Horizonte innerhalb dieser aus Kreide, Eocän und Oligocän bestehenden Gesteinsentwicklung. Da wir vielfach Anhaltspunkte dafür besitzen, dass die betreffende Flyschzone Galiziens in ähnlicher Gliederung sich in den rumäninch-transsilvanischen Gebirgen fortsetzt, so ist a priori die Wahrscheinlichkeit gegeben, dass die rumänischen Karpathensandsteine bezüglich einer etwaigen Oelführung hinter den galizischen nicht wesentlich zurückstehen werden. Indessen fehlen in dieser Richtung bisher alle eingehenderen Untersuchungen, und vom rein praktischen Standpunkte aus würden dieselben auch insofern nicht dringlich erscheinen, als der Schwerpunkt der rumänischen Oelgewinnung im Bereiche der jüngeren tertiären Bildungen liegt und auch für alle Zukunft liegen wird, so dass die Auffindung etwaiger Oelfundorte im Bereiche der rumänischen Flyschzone gerade im Hinblick auf die Analogie mit den bescheideneren Verhältnissen Galiziens wohl eine gewisse, aber keineswegs eine ausschlaggebende Steigerung der Oelproduction Rumäniens bewirken würde.

Viel wichtiger erscheint bereits die unmittelbar am Rande der Sandsteinzone entwickelte Salzformation der Mediterranstufe, welche ja auch in Galizien eine bedeutsamere Rolle bei der Oelproduction spielt, und welcher in Rumänien nach Paul z. B. die reichen Vorkommnisse bei Solоncz und Mojnesti angehören würden. Diese gewöhnlich im engeren Sinne sogenannte Salzformation bildet jedoch überall nur eine relativ nicht breite Zone am Fusse der höher ansteigenden Bergketten und berücksichtigt man die Analogie mit Galizien, so ist der Schluss berechtigt, dass sie sich in der Tiefe in einem grösseren Abstande vom Gebirge nicht wiederfindet.

Desshalb ist es für die Petroleum-Industrie Rumäniens von grosser Wichtigkeit, dass daselbst auch die jüngeren Tertiärbildungen, wie die Congerien- und Paludinen-Schichten noch ölführend sind. Wenn wir sagen, dass diese Schichten in dem grössten Theile Galiziens fehlen, und dass sie an den wenigen Stellen, wo eine Andeutung davon gefunden wurde, ölfrei erscheinen, so ist damit der wesentlichste geologische Unterschied des rumänischen Oelreviers gegenüber dem galizischen zu Gunsten des ersteren bezeichnet.

Dieser Unterschied liegt nun aber nicht allein darin, dass zu den ölführenden Niveaus Galiziens hier ein neues Niveau hinzutritt, welches zudem durch besonderen Reichthum sich auszeichnet, dieser Unterschied wird vergrössert durch die Art der räumlichen Ausdehnung desjenigen ölführenden Schichtencomplexes, den Rumänien vor Galizien voraus hat. Während nämlich die Flyschbildungen und, wie schon angedeutet, die mediterrane Salzformation sich nicht, oder wenig unter der jüngeren Bedeckung ausbreiten, sofern hier aus den galizischen Verhältnissen ein Analogie-Schluss abgeleitet werden darf, insoferne also diese Schichtencomplexe mit Wahrscheinlichkeit auf die Region ihres oberflächlich sichtbaren Auftretens mehr oder weniger beschränkt sind, setzt sich im Gegensatz dazu die jüngere, aus den Congerien- und Paludinen-Schichten bestehende ölführende Schichtenabtheilung weit süd-

wärts, das ist weit entfernt vom Gebirgs- und Hügellande unter der quartären Bedeckung der wallachischen Ebene fort.

Nach Fötterle (Verh. d. geol. R.-A. 1870, pag. 210) wurden nämlich in einem artesischen Bohrloche bei Kotročeni nächst Bukarest in einer Tiefe von 250 Meter die Congerien-Schichten noch nicht durchsunken. Nimmt man nun auch den Löss und die etwaigen anderen Quartärbildungen bei Bukarest so mächtig als möglich an, so würde für jene jüngeren Tertiärschichten noch immer eine nicht unbedeutende Mächtigkeit unterhalb Bukarest anzunehmen sein, selbst wenn man die durchschnittlich angeblich 15 Grade betragende Neigung der betreffenden Schichten und die Anwesenheit verschiedener Störungen berücksichtigen wollte. Sind aber diese Schichten noch unterhalb der Ebene von Bukarest in beträchtlicher Mächtigkeit vorhanden, dann hätten wir daselbst auch noch nicht die Südgrenze ihrer Verbreitung erreicht.

Es ist nun freilich, soviel mir bekannt, gerade in jenem Bohrloch bei Kotročeni kein Petroleum angetroffen worden, vergebliche Versuche werden aber auch in allen anerkannt guten Oelrevieren nicht selten gemacht. Daher bleibt die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, dass man in fernerer Zukunft durch Tiefbohrungen auch im Bereich der wallachischen Ebene das so vielfach gesuchte Product erhalten wird, denn wenigstens eine der wesentlichsten geologischen Vorbedingungen dafür ist vorhanden: das Auftreten eines in seiner (nördlichen) Fortsetzung ölreichen Schichtencomplexes. Im Hinblick auf diese Verbreitungserscheinungen des reichsten der bisher in Angriff genommenen geologischen ölführenden Horizonte darf die Petroleum-Industrie Rumäniens sich also noch mancherlei Hoffnungen machen. Kostspielige Versuche dürfen allerdings hier, wie überall, nur von denen angestellt werden, deren Capitalskraft ein stellenweises Misslingen zu ertragen im Stande ist.

---

33. Band. 1883. JAHRBUCH III. Heft.

DER

KAIS. KÖN. GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT.

Zur Kenntniss der grünen Gesteine (grüne Schiefer) von Mitterberg im Salzburgischen.

Von **A. von Groddeck** in Clausthal.

Der westöstlich streichende, südlich einfallende erzreiche Hauptgang bei Mitterberg wird, mitsammt seinen Trümmern, im westlichen Felde von einem nahezu nordsüdlich streichenden, steil westlich einfallenden System von Klüften abgeschnitten, hinter welchen die Wiederausrichtung des verworfenen oder vielleicht ausgelenkten Gangstückes noch nicht gelungen ist.

Durch den bergmännischen Betrieb hat man im Hangenden dieser Klüfte eigenthümliche, der dortigen Gegend sonst ganz fremde[1]), grün gefärbte Gesteine angetroffen, welche von den Mitterberger Bergleuten kurz „Grüner" oder auch „Grüne Schiefer" [2]) genannt werden.

Pošepný beschreibt diese Gesteine, welche im Horizont des Josefi-Unterbaustollens, in grösster Ausdehnung aber beim Betriebe des 45 Meter tiefer liegenden Johann-Barbara-Unterbaustollens angefahren sind, als „eine verworrene, haselgebirgsartige Masse von grünlichem Thon mit festeren, meist kugelförmig schaligen Fragmenten und ganzen Kugeln von einigen Centimetern im Durchmesser".

Aehnliche Gesteine, ausserdem aber, und zwar vorwiegend, feste, mehr oder weniger deutlich schiefrige Gesteine stehen über Tage an.

Nach Mittheilung des Herrn Bergmeisters Hans Pirchl liegen die Fundpunkte für diese am Tage anstehenden grünen Schiefer in einer von Ost nach West sich ausdehnenden, wenig breiten Zone, an der Grenze der südlich entwickelten silurischen Thonschiefer und Grauwacken und der nördlich auftretenden, die Mantelwand bildenden Triasschichten. Im Unterbaugraben bei Mitterberg ist ausnahmsweise ein in diese Zone nicht hineinpassendes, mehr südlich gelegenes Vorkommen solcher Gesteine bekannt.

Welchem Gesteinstypus der „Grüne" zugehört, ob und in welchem genetischen Zusammenhange dieses merkwürdige Gestein mit den die Gänge abschneidenden Verwerfungsklüften steht, das sind zwei Fragen, welche die Mitterberger Bergbeamten viel beschäftigt haben.

Der „Grüne" ist, wie mir Herr Bergmeister Hans Pirchl schreibt, sehr verschieden gedeutet. Man hat ihn als Grauwackenschiefer, als

[1]) Pošepný: Archiv für praktische Geologie, I. Bd., 1880, p. 286.
[2]) Pošepný l. c.

Serpentin-Breccie, als Diorit-Breccie, oder als Diorit-Tuff mit Dioritknollen angesehen.

Die Annahme der Zugehörigkeit zum Diorit führte zu der Vorstellung von der eruptiven Natur des Grünen und einer genetischen Beziehung zwischen der Eruption dieses Gesteines und der Bildung der die Gänge verwerfenden Klüfte. Da es immerhin wichtig ist, zunächst die mineralogische Zusammensetzung des Gesteines kennen zu lernen, habe ich auf Veranlassung des Herrn Bergmeisters Hans Pirchl eine Untersuchung mir zugeschickter charakteristischer Proben ausgeführt.

Das Resultat dieser Untersuchung soll in Folgendem mitgetheilt werden.

Von den am Tage anstehenden Gesteinen lagen mir Proben von folgenden Localitäten vor:

1. Antoni-Stollen-Halde,
2. Riding-Alp,
3. Windrauchegg,
4. Schmalthal,
5. Keilseite,
6. Steg-Alp,
7. Buchmais-Graben,
8. Unterbau-Graben.

Letzteres Vorkommen passt allein nicht in die schon unten erwähnte, westöstlich streichende Zone dieser Gesteine hinein.

Die Handstücke zeigen ein theils schieferig, theils mehr massig aussehendes, dunkel graugrün bis hellgrünlich grau gefärbtes Gestein, das auf dem unebenen, etwas splitterigen Bruch eine dichte bis äusserst fein krystallinische Beschaffenheit und meistens feine Schüppchen eines weissen, glimmerig aussehenden Minerales (Sericit), sowie sehr kleine, stark glänzende Quarzkörnchen bemerken lässt.

Einige Stücke sind von vielen Trümmern durchzogen, welche hauptsächlich Quarz, seltener Carbonate (Spatheisenstein, Dolomit) enthalten.

Wichtig ist es, dass an der Antoni-Stollen-Halde und an der Steg-Alp auch Breccien und conglomeratische Gesteine vorkommen, welche — wie später angeführt werden wird — hauptsächlich in den Grubenbauen (Johann-Barbara-Unterbaustollen) aufgeschlossen sind.

An der Antoni-Stollen-Halde sind eckige bis kantengerundete Stücke eines dunkelgrünen, dichten bis äusserst feinkrystallinischen, splitterig brechenden Gesteines durch ein hellgraugrünes, thoniges, mildes, Gyps und Quarz enthaltendes Bindemittel verbunden.

An der Steg-Alp kommt ein zerreibliches, pulveriges Gestein vor. Bringt man dasselbe in Wasser, so kann man mit Leichtigkeit ein äusserst feines, hellgraues Mineralpulver abschlämmen, wobei eckige oder gerundete Stücke eines ziemlich hellen, graugrün gefärbten, dichten Gesteines zurückbleiben.

Sämmtliche Gesteine schmelzen in dünnen Splittern vor dem Löthrohr ziemlich leicht zu einer hellgrauen, emailartigen Masse, welche beim Glühen mit Kobaltsolution dunkel blaugrau wird.

Beim Erhitzen mit Salzsäure verändern sich die Gesteine wenig und erweisen sich meist ganz frei von Carbonaten.

Die mikroskopischen und chemischen Untersuchungen lehren, dass die wesentlichen Bestandtheile der Gesteine Sericit, Chlorit und Quarz sind; alle enthalten winzige, hellgelbe, durchscheinende Körnchen und kurzstabförmige oder stumpfnadelförmige gerundete Kryställchen, welche wohl Rutil sind, da sie beim Behandeln des Gesteinspulvers mit Fluorwasserstoffsäure zurückbleiben und deutliche Titanreaction geben. Thonschiefernädelchen wurden niemals beobachtet. Meistens enthalten die Gesteine mehr oder weniger reichlich Schwefelkies.

Hochwichtig ist es, dass nur einmal in einem Präparat des Gesteines von Windrauchegg ein deutlich gestreiftes Plagioklaskorn aufgefunden worden ist.

Von diesem vereinzelten Vorkommen abgesehen, erwiesen sich die Gesteine ganz frei von Feldspath, Hornblende, Augit etc., also denjenigen Mineralien, welche die Eruptivgesteine charakterisiren; auch Pseudomorphosen, die auf das ursprüngliche Vorhandensein solcher Mineralien schliessen lassen, werden gänzlich vermisst.

Es ergibt sich also daraus, dass die Ansicht, der Grüne sei ein Eruptivgestein [1]) — was zunächst wenigstens die am Tage anstehenden Varietäten anbelangt — nicht zutrifft.

Nach dem vorliegenden Material lassen sich quarzärmere und quarzreichere Gesteinsvarietäten unterscheiden, die aber sehr wahrscheinlich durch Uebergänge mit einander verbunden sind.

In den quarzärmeren Varietäten (Riding-Alp und Buchmais-Graben) finden sich Quarzkörnchen mehr vereinzelt zwischen dem vorherrschenden Sericit und Chlorit, während letztere Mineralien in den quarzreicheren Varietäten (Windrauchegg, Unterbau-Graben) als Bindemittel der reichlich entwickelten Quarzkörner erscheinen.

Für die quarzärmeren Varietäten ist das Gestein vom Buchmais-Graben sehr charakteristisch.

In dem vorwiegenden, faserig schuppigen Sericit ist Chlorit — gewissermassen nach Art von Primärtrümmern — ausgeschieden. Der grüne Chlorit zeigt bei faserig strahliger Beschaffenheit nur schwachen Pleochroismus.

Kleine bunt polarisirende Quarzkörnchen weisen die Schliffe nur spärlich auf. Reichlicher finden sich in Brauneisenstein umgewandelte Schwefelkieskryställchen. — Dieselben zeigen 5 oder 6 eckige Durchschnitte, in deren Mitte oft noch unveränderter Schwefelkies erkannt wird.

Sehr reich ist das Gestein an den erst bei 400facher Vergrösserung deutlich sichtbaren gelben Körnchen und Stäbchen (Rutil).

In dem Gestein von der Riding-Alp enthält der Sericit viele kleine, dunkle, wolkige Partien, welche sich, selbst bei stärkster Vergrösserung, nicht in einzelne gesonderte Bestandtheile auflösen.

Vielleicht sind dieselben umgewandelter Chlorit. (Vergleiche Analyse.) Letzterer — sonst nicht charakteristisch entwickelt — erscheint

---

[1]) Da einige Varietäten des Grünen mit dem Weissen Gebirge Holzappel's entfernte Aehnlichkeit haben und von mir nachgewiesen ist, dass letzteres zum Theil ein umgewandelter Diabas ist (Neues Jahrb. f. Mineralogie etc. 1882, II. Beilageband p. 75), lag die Vermuthung nahe, in dem Grünen Mitterbergs auch ein umgewandeltes Eruptivgestein zu entdecken.

unverändert bei 400facher Vergrösserung in Form einzelner kleiner, grüner Flecken.

Der nicht sehr reichlich auftretende Quarz erscheint nicht allein in homogenen, kleinen Körnern, sondern auch in grösseren, Aggregatpolarisation zeigenden Partien.

Letztere umschliessen, besonders am Rande, rothbraune Mineralschüppchen. (Rubinglimmer?)

Die winzigen, hellgelben Körnchen und Nädelchen (Rutil) sind auch in diesem Gestein vorhanden.

Die zweite quarzreichere Varietät ist durch die Gesteine von Windrauchegg und Unterbau-Graben typisch repräsentirt. Der Quarz erscheint in zahlreichen, ganz unregelmässig gestalteten, einheitlich polarisirenden Körnern.

Winzige Flüssigkeitseinschlüsse mit sehr beweglichen Libellen sind besonders zahlreich im Quarz des Gesteins von Windrauchegg zu finden. Der Quarz des Gesteins vom Unterbau-Graben enthält neben seltenen Flüssigkeitseinschlüssen viele dunkel umrandete, rundliche oder auch unregelmässig eckig gestaltete Hohlräume.

Winzige Interpositionen, in Gestalt nicht näher bestimmbarer Blättchen, Schüppchen und Nädelchen, werden in diesen Quarzen oft bemerkt. Ein sicheres Anhalten zur Entscheidung der Frage, ob die Quarzkörner etwa klastischer Natur sind, konnte ich nicht auffinden. Die Quarzkörner sind durch feinfaserige, schuppige Mineralaggregate von theils weisser (Sericit) theils grüner Farbe (Chlorit) verkittet. Abgesehen von winzigen, unbestimmbaren Interpositionen enthält das Bindemittel die schon erwähnten gelben Körner (Rutil) und hin und wieder Schwefelkies.

Die von Herrn Dr. Broockmann im Laboratorium der königlichen Bergakademie zu Clausthal ausgeführten Analysen der grünen Gesteine von Buchmais-Graben, Riding-Alp, Windrauchegg und Unterbau-Graben haben folgende Resultate ergeben:

	Buchmais-Graben	Riding-Alp	Wind-rauchegg	Unterbau-Graben
SiO_2	58·20	58·20	66·80	70·00
TiO_2	1·00	0·60	0·80	1·45
Al_2O_3	22·07	23·30	18·39	15·32
Fe_2O_3	0·76	0·50	0·72	0·29
P_2O_5	0·14	0·10	0·10	0·10
FeO	2·85	3·22	2·19	3·00
CaO	0·50	0·30	0·30	0·50
MgO	6·26	6·48	4·46	4·40
H_2O	4·40	4·70	3·48	3·60
K_2O	2·70	2·45	2·41	0·86
Na_2O	0·75	0·25	0·15	0·20
Summa	99·63	100·10	99·80	99·72

Berechnet man die Analysen, mit Hinblick auf das Resultat der mikroskopischen Untersuchung, auf ein Gemenge von Sericit, Chlorit und Quarz in der Art, dass man die Formeln:

$$\text{Sericit} = 2H_2O,\ \overset{I}{R}_2O,\ 3Al_2\,O_3,\ 6SiO_2 \text{ und}$$
$$\text{Chlorit} = 5\,(MgO,\ FeO)\ 4H_2O,\ Al_2O_3,\ 3SiO_2$$

zu Grunde legt; ferner den Gehalt an Alkalien dem Sericit und den Gehalt an MgO und FeO dem Chlorit zuweist, so ergibt sich, wie die folgenden Tabellen zeigen, ein nicht unbeträchtlicher Ueberschuss von Al_2O_3 im Betrage von 5·88 bis 10·04%.

Buchmais-Graben.

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	P_2O_5	FeO	CaO	MgO	H_2O	K_2O	Na_2O	Summe
Sericit	14·71		12·15	0·76					1·48	2·70	0·75	32·55
Chlorit	7·05		4·04			2·85		6·26	2·79			22·99
Quarz	36·44											36·44
Rutil		1·00										1·00
Rest			5·88		0·14		0·50		0·13			6·65
Summe	58·20	1·00	22·07	0·76	0·14	2·85	0·50	6·26	4·40	2·70	0·75	99·63

Riding-Alp.

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	P_2O_5	FeO	CaO	MgO	H_2O	K_2O	Na_2O	Summe
Sericit	10·83		9·00	0·50					1·09	2·45	0·25	24·12
Chlorit	7·44		4·26			3·22		6·48	2·97			24·37
Quarz	39·93											39·93
Rutil		0·60										0·60
Rest			10·04		0·10		0·30		0 64			11.08
Summe	58 20	0·60	23·30	0·50	0·10	3·22	0·30	6·48	4·70	2·45	0·25	100·10

Windrauchegg.

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	F_2O_3	P_2O_5	FeO	CaO	MgO	H_2O	K_2O	Na_2O	Summe
Sericit	10·12		8·22	0·72					1·01	2·41	0·15	22·63
Chlorit	5·10		2·92			2·19		4·46	2·05			16·72
Quarz	51·58											51·58
Rutil		0·80										0·80
Rest			7·25		0·10		0·30		0·42			8·07
Summe	66·8	0·80	18·39	0·72	0·10	2·19	0·30	4·46	3·48	2·41	0·15	99·80

Unterbau-Graben.

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	P_2O_5	FeO	CaO	MgO	H_2O	K_2O	Na_2O	Summe
Sericit	4·45		3·65	0·29					0·43	0·86	0·20	9·88
Chlorit	5·46		3·07			3·00		4·40	2·18			18·11
Quarz	60·09											60·09
Rutil		1·45										1·45
Rest			8·60		0·10		0·50		0·99			10·19
Summe	70·00	1·45	15·32	0·29	0·10	3·00	0·50	4·40	3·60	0·86	0·20	99·72

Dieser beträchtliche Ueberschuss an Thonerde vermindert sich bedeutend, wenn man annimmt, dass der Sericit (Kaliglimmer) einen Gehalt an MgO oder FeO besitzt; eine Annahme, welche in Anbetracht der Resultate der Kaliglimmeranalysen, statthaft ist.

Im Folgenden ist die Rechnung — um das Gesagte zu erläutern — unter Einsetzung von 0·5 bis 1% MgO in die Zusammensetzung des Sericits, ausgeführt.

Buchmais-Graben.

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	P_2O_5	FeO	CaO	MgO	H_2O	K_2O	Na_2O	Summe
Sericit	23·71		19·87	0·76				1·00	2·38	2·70	0·75	51·17
Chlorit	6·15		3·53			2·85		5·26	2·44			20·23
Quarz	28·34											28·34
Rutil		1·00										1·00
Rest			—1·33		0·14		0·50		—0·42			—1·11
Summe	58·20	1·00	22·07	0·76	0·14	2·85	0·50	6·26	4·40	2·70	0·75	99·63

Riding-Alp.

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	P_2O_5	FeO	CaO	MgO	H_2O	K_2O	Na_2O	Summe
Sericit	19·83		16·72	0·50				1·00	1·99	2·45	0·25	42·74
Chlorit	6·54		3·74			3·22		5·48	2·61			21·59
Quarz	31·83											31·83
Rutil		0·60										0·60
Rest			2·84		0·10		0·30		0·10			3·34
Summe	58·20	0·60	23·30	0·50	0·10	3·22	0·30	6·48	4·70	2·45	0·25	100·10

Windrauchegg.

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	P_2O_5	FeO	CaO	MgO	H_2O	K_2O	Na_2O	Summe
Sericit	19·12		15·94	0·72				1·00	1·91	2·41	0·15	41 25
Chlorit	4·20		2·41			2·19		3·46	1·69			13·95
Quarz	43.48											43·48
Rutil		0·80										0·80
Rest			0·04		0·10		0 30		−1·12			0·32
Summe	66·80	0·80	18·39	0·72	0·10	2·19	0·30	4·46	3·48	2·41	0·15	99·80

Unterbau-Graben.

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	P_2O_5	FeO	CaO	MgO	H_2O	K_2O	Na_2O	Summe
Sericit	8 95		7·51	0·29				0·50	0·88	0·86	0·20	19·19
Chlorit	5·01		2·81			3·00		3·90	2·00			16·72
Quarz	56·04											56·04
Rutil		1·45										1·45
Rest			5·00		0·10		0·50		0·72			6·32
Summe	70·00	1·45	15·32	0·29	0·10	3·00	0·50	4·40	3·60	0·86	0·20	99·72

Berücksichtigt man, dass die Zusammensetzung der Kaliglimmer und Chlorite im Einzelnen grosse Schwankungen zeigt, so muss das Resultat der vorhergehenden Rechnungen befriedigen, indem es, in Uebereinstimmung mit dem Ergebniss der mikroskopischen Untersuchung, lehrt, dass die wesentlichen Bestandtheile der am Tage anstehenden grünen Schiefer von Mitterberg Sericit, Chlorit und Quarz sind.

Durch den bergmännischen Betrieb sind die grünen Gesteine, wie schon unten angeführt, an zwei Stellen angefahren:

1. im Horizont des Josefi-Unterbaustollens und
2. beim Betriebe des Johann-Barbara-Unterbaustollens.

Nach Pošepný[1]) hatte letzterer in den ersten 132 Meter nur Hochgebirgsschutt durchfahren, dann stellte sich ein Grauwackenrücken ein, worauf das grüne Gestein getroffen wurde.

Eine Gesteinsprobe mit der Etiquette Johann-Barbara-Unterbaustollen „Anfang des Grünen" zeigt ein ziemlich dunkelgrün gefärbtes Gestein, welches dem von der Riding Alp recht ähnlich ist. Ausgezeichnet ist dieses Gestein vom Stollen durch auffallend sericitisch glänzende Anflüge auf den Klüften, eine löcherige Beschaffenheit und viele unregelmässig verlaufende, mit Albit und gelbbraunem Spatheisenstein erfüllte Trümmer.

Die durch das Mikroskop ermittelte Zusammensetzung des Gesteines aus Sericit, Chlorit und Quarz (nebst Rutil) ist dieselbe wie bei den über Tage anstehenden Gesteinen.

[1]) Archiv f. prakt. Geologie 1880, pag. 291.

Auch das Löthrohrverhalten ist übereinstimmend.

Eine zweite mir zugesandte Gesteinsprobe vom Johann-Barbara-Stollen zeigt eine breccienartige Beschaffenheit, ähnlich wie das Gestein von der Antoni-Stollen-Halde.

Die kleinen eckigen Stücke eines grünen Schiefers, dem vom Buchmaisgraben sehr ähnlich, werden von Kalkspath, Dolomitspath und Quarz verkittet.

Beim Behandeln des Gesteins mit Salzsäure zerfällt dasselbe in Grus, welcher neben eckigen Gesteinsbruchstücken wasserklaren Quarz in kleinen Splittern und mikroskopischen Kryställchen enthält.

Auf dem Johann-Barbara-Stollen haben — nach Mittheilung des Herrn Bergmeisters Pirchl — Breccien und conglomeratartige, eigenthümliche Knollen einschliessende Gesteinsmassen die grösste Verbreitung. Das oft Kies enthaltende Bindemittel derselben ist sehr milde, thonig und hell graugrün gefärbt.

Die bis faustgrossen eckigen Stücke nnd Knollen bestehen zum grossen Theil aus einem Gestein, welches den über Tage anstehenden grünen Gesteinen (Buchmais-Graben, Windrauchegg) — nach dem äusseren Ansehen, dem Löthrohrverhalten und der mikroskopischen Zusammensetzung aus Sericit, Chlorit, Quarz und Rutil — vollkommen gleicht. Einige Knollen bestehen aus sehr kleinen, eckigen Schieferstückchen von grüner Farbe, welche durch ein chloritisches, dolomitisches Bindemittel verbunden sind. Oft legen sich nur breccienartige Rinden um die derben Stücke des grünen Schiefers.

Unter den mir zugesandten Knollen war ein zum grössten Theil aus einem zähen, dunkelgrauen, feinkrystallinischen Dolomit bestehender besonders auffallend. Vermuthlich stammt derselbe von der Mantelwand.

Eigenthümlich ist die Oberfläche mancher Knollen dadurch, dass sie eine sehr glatte, an das talkartige erinnernde Beschaffenheit hat. Solche Knollen zeigen sich wohl mit dünnen Lagen von Fasergyps bedeckt, der auch nicht selten in Trümmern das Bindemittel des Gesteins durchzieht.

Wie mir Herr Hans Pirchl schreibt, hat man gegenwärtig mit dem Johann-Barbara-Unterbaustollen einen grünen Schiefer angefahren, der dem über Tage anstehenden ganz ähnlich sein soll, nur dass er schmieriger, also mehr sericitisch und noch gypsführend ist.

Aus den angeführten Beobachtungen ergibt sich, dass die über Tage und unter Tage anstehenden Gesteine aus Sericit, Chlorit und Quarz bestehende, geschichtete Gesteine sind, welche sehr wahrscheinlich dem Silur Mitterbergs angehören.

Die Annahme der eruptiven Natur der grünen Gesteine ist entschieden aufzugeben. Welche Bewandtniss es mit den eigenthümlichen, oft gypsführenden Breccien und Knollen enthaltenden Gesteinen hat, wie sie so ausgezeichnet durch den Johann-Barbara-Unterbaustollen aufgeschlossen sind, bleibt vorläufig, als noch unaufgeklärt, dahingestellt.

Nur durch detaillirte geognostische Aufnahmen und weitere noch zu erhoffende bergmännische Aufschlüsse wird es möglich sein, darüber klar zu werden.

Nachträge zum Berichte über die geologischen Aufnahmen in Judicarien und Val Sabbia.

Von A. Bittner.

Der Umstand, dass ich im Jahre 1881, an die Aufnahmen des vorangegangenen Jahres anschliessend, die äussersten Randzonen des Blattes „Lago di Garda" Zone 23, Col. III zu begehen hatte, gab mir Gelegenheit, durch Judicarien zu reisen und an einzelnen Punkten, deren genauere Kenntniss wünschenswerth schien, einige nachträgliche Beobachtungen anzustellen. Es sind das insbesondere einzelne Stellen der Umgebungen von Tione, von Creto (Pieve di Buono), von Bagolino im Val Caffaro und von Vestone im Val Sabbia. Die hier innerhalb der Trias gemachten neuen Erfahrungen nachzutragen und ferner zu zeigen, dass die Ausbildung der Trias des Val Sabbia mit den von Alters her berühmten triassischen Aufschlüssen des Val Trompia in vollkommenster Uebereinstimmung sich befindet, ist zunächst der Zweck nachstehender Seiten. Einige Mittheilungen über die jüngeren mesozoischen Randbildungen des Gebietes sollen sodann angeschlossen werden.

Tione. Die Nachträge für die Umgebung von Tione betreffen den Zug von Muschelkalk und obertriassischen Gesteinen, der von hier gegen Süden fortsetzend die Basis der steilaufgerichteten bis überkippten Massen des Gaverdinazuges bildet. Am Westfusse des Mte. Amolo, am linken Sarca-Ufer, wurde bereits (Bericht über die Aufnahmen in Judic. u. V. Sabbia pag. 32) das Brachiopoden-Niveau des unteren Muschelkalkes angegeben. Ein neuerlicher Besuch dieser Stelle lehrte, dass nahe östlich von einem kleinen Teiche, den hier ein Mühlengraben bildet, halb im Gebüsch verborgen, aufgelassene Steinbrüche in senkrecht stehenden Schichten des Niveaus vom Ponte di Cimego[1]) sich befinden. Wie bei Cimego, erscheint auch hier die *Terebratula vulgaris* massenhaft zusammengehäuft, daneben einzelne Exemplare von *Spiriferina fragilis Schloth.*, *Rhynchonella decurtata Gir.*, von grossen Lima-Arten, aber nur spärliche, sehr abgerollte Cephalopoden: auch Knochenreste finden sich hier wie am Ponte di Cimego. Ebenso fehlen schlecht erhaltene Pflanzenreste nicht. Das

[1]) Der petrefactenreiche Steinbruch am Ponte di Cimego existirt nicht mehr!

Streichen der völlig senkrecht stehenden Bänke ist ein nördliches, mit geringer Ablenkung nach Ost.

Am Monte Gajola di Roncone (vergl. l. c. p. 31) fanden sich diesmal in Stücken festen Kalkes auch die charakteristischen Muschelkalkbrachiopoden *Spirigera cfr. trigonella* und *Terebratula vulgaris*. Dass auch die oberen Muschelkalkschichten hier nicht fehlen, beweist der Fund eines *Balatonites euryomphalus Ben.* an dieser Stelle. Buchensteiner Kalke findet man an der alten (oberen) Strasse halbwegs zwischen Kirche und Friedhof von Roncone mit steil nordwestlichem Fallen (also überkippt!) schön aufgeschlossen.

Der Gipfel des Monte Gajola ist ebenso wie seine nördliche Fortsetzung, der Monte Sole, ganz überdeckt von Glacialschutt mit zahlreichen Tonalitblöcken.

Umgebung von Pieve di Buono. Am Abhange oberhalb Strada (l. c. p. 24) westlich finden sich auch Blöcke voll *Terebratula vulgaris*. Eine Besteigung des Dos dei Morti, um daselbst in den Wengener Schichten der obersten Kämme zu sammeln, blieb in dieser Hinsicht ziemlich resultatlos, dagegen wurde abermals eine ziemlich reiche Ausbeute an Fossilien des oberen Muschelkalkes mitgebracht. Am Anstiege südöstlich von der Malga la Valino steht auch Cimego-Kalk mit Cephalopoden, speciell *Ceratites cimeganus Mojs.* an. Der obere Muschelkalk (Zone des *Balat. euryomphalus* und *Cerat. trinodosus*) ist sowohl an diesem Abhange, als auch jenseits des Kammes gegen Praso hinab sehr petrefactenreich, und bei grösserem Zeitaufwande würde man hier Vieles sammeln können. Ausser Kalkplatten voll schön erhaltener Daonellen wurden von hier mitgenommen:

Ceratites aviticus Mojs.
„ *Riccardi Mojs.*
(„ *trinodosus Mojs.*[1])
(*Balatonites prezzanus Mojs.*)
„ *stradanus Mojs.*
„ *Meneghinii Mojs.*
(*Norites gondola Mojs.*)
Meekoceras Beneckei Mojs.
Ptychites evolvens Mojs.

Besonders schöne Aufschlüsse in diesen Schichten besitzt der Weg, welcher um die südöstliche Ecke des Monte Stablel zur Cascina del Butteo hinabführt. Er ist auf eine weite Strecke hin in dieses Niveau eingeschnitten; die Kuppe des Stablel selbst ist ein isolirter Rest weissen Kalkes, welche wohl dem über den *Daonella—Lommeli*-Lagen folgenden hellen Kalke des Cornovecchio- und Fistola-Zuges entspricht. Hier wurden im oberen Muschelkalke gesammelt:

Ceratites aviticus Mojs.
„ *brembanus Mojs.*
Balatonites euryomphalus Benecke spec.
„ *prezzanus Mojs.*
Meekoceras Ragazzonii Mojs.

[1]) Die eingeklammerten Arten sind schon früher angeführt worden, vgl. l. c. pag. 26.

Ptychites gibbus Benecke spec.
Nautilus quadrangulus Beyrich.
Pecten spec. [glatt].
Posidonomya cfr. Wengensis [in ganzen Schichten].
Porcellia spec.

Auch noch viel tiefer an den Gehängen reichen hier, dem Einfallen entsprechend, die oberen Niveaus des Muschelkalkes hinab, allerdings grösstentheils von mächtigen Glacialterrassen verdeckt. So findet man am Wege von der Cascina del Butteo gegen Praso hinab, westlich oberhalb Lardaro, etwa halbwegs zwischen dem Einrisse des Baches von Fontanedo und dem des Reveglerbaches hie und da Aufschlüsse des typischen Knollenkalkes vom Ponte di Cimego, in welchem einzelne auffallend grosse Exemplare der *Spiriferina cfr. Mentzeli* zu finden sind.

Ein anderer Punkt, an welchem das Durchstreichen der Brachiopodenschichten constatirt werden konnte, liegt knapp nördlich oberhalb Cologna, am Westabhange des Rückens von Castel Romano. Zahlreiche Blöcke und Schollen, mit *Terebratula vulgaris* erfüllt, stecken hier in den Gartenmauern. Zu den Raibler Schichten (pag. 60) von Cologna ist zu berichtigen, dass in dem ganzen, kaum einige Schritte breiten Aufschlusse derselben kaum eine Unterabtheilung in petrefactenführende kalkigere und rothe mergeligsandige Schichten aufrecht zu erhalten ist, sondern dass beide vielmehr zu wechsellagern scheinen.

Gegenüber von Cologna, am Fusse des Berges von Prezzo, liefern die ausgedehnten Schutthalden einige Ausbeute an Fossilien. Es fanden sich hier:

Ceratites Beyrichii Mojs.
„ *brembanus Mojs.*
Ptychites spec.
Daonella spec. (in demselben Gesteinsstücke mit den Ceratiten).
Pecten (glatte Form).
Rhynchonella cfr. Toblachensis Loretz.

Bagolino. Um nach Bagolino zu gelangen, wählte ich diesmal den Fussweg von Lodrone über Riccomassimo. Bei Lodrone selbst steht dunkler, dolomitischer Kalk an, weiterhin am Wege ein wenig hellerer Kalk [1]), von da bis an den Riccomassimo-Bach fehlen sichere Aufschlüsse, Trümmerwerk von Porphyr und Verrucano bedeckt die Gehänge, diese Gesteine stehen zum Theil wohl auch an. Erst jenseits des Riccomassimo oberhalb der kleinen Brücke, die hier auf italienisches Gebiet hinüberführt, stellen sich steil nach Nord fallende Schichten des typischen, knolligen Brachiopodenkalkes ein, thalaufwärts folgt die Hauptmasse des unteren Muschelkalkes, thalabwärts in geringer Entfernung die felsbildende Masse des Wengener Riffkalkes (Esinokalkes autor.), und jenseits desselben gegen die Caffaro-Schlucht hinab knollig-mergeliges Gestein, darüber rothgefärbte Lagen des Niveaus der Schichten von Raibler Facies. Alles befindet sich in schwachüberkippter Schichtstellung (vgl. hier loc. cit. pag. 63). Von hier am Fuss-

[1]) An der Strasse zwischen Lodrone und Ponte di Caffaro ist Dolomit aufgeschlossen.

wege gegen Bagolino findet man nur sehr wenige Spuren anstehenden Cimego-Knollenkalkes und Buchensteiner Kalkes, erst nahe an Bagolino tritt man an den zusammenhängenden Zug des unteren Muschelkalkes heran. So prachtvoll die Aufschlüsse des Dossalto-Zuges gegenüber Bagolino, von ferne gesehen, sich ausnehmen, so ungenügend zeigen sich dieselben bei näherer Begehung, zum mindesten an dem Fusswege, der an ihnen hin zur Höhe von S. Gervasio führt. Doch genügen sie, um sowohl im Norden vom Hauptmuschelkalkzuge den Werfener Schiefer, als um südlich von demselben die höheren Niveaus nachzuweisen. Der Buchensteiner Knollenkalk mit seinen tuffigen Einlagerungen ist auch hier am wenigsten leicht zu übersehen. In einer der tuffigkalkigen Bänke fand sich eine *Daonella*.

Die Aufschlüsse des Dossalto-Kammes zwischen dem Hauptgipfel und dem obersten Val Berga (vgl. loc. cit. pag. 33, 56 u. s. f.) sind so ungenügend, dass ich zu den früheren Mittheilungen nichts Wesentliches hinzuzufügen wüsste. Das oberste Val Berga mit seiner Alphütte liegt schon ganz im Hauptdolomite; ein Hinüberziehen der rothen Schichten von Raibler Facies aus Val Berga ins Val Trompia, welches ich früher annehmen zu dürfen glaubte, konnte nicht nachgewiesen werden.

Nordwestlich der erwähnten Hütte ist das Einfallen des Hauptdolomites schon ein gegen die Tiefe des Val Trompia gerichtetes, also analog jenem des benachbarten Corno Mantice. So viel ist sicher, dass an dieser Stelle ganz besonders complicirte Störungen existiren, die zum Theil einer abermaligen Aufwölbung der unter dem Gipfelkalke des Dossalto liegenden mergeligtuffigen Schichten, zum Theil aber auch der hier durchziehenden, bedeutenden Transversalbruchlinie des Val Ponticello zugeschrieben werden müssen. Der höhere Südabhang des Dossalto ist ganz verkarstet. Sein Gestein ist äusserst mannigfaltiger Natur, der vorherrschend helle Kalk wird oft röthlich; grössentheils ist er riesenoolithisch und sehr grob sinterig ausgebildet. Nicht selten bemerkt man Korallendurchschnitte.

Einen überraschend schönen Aufschluss fand ich am Fusswege, der, etwa von der mittleren Erstreckung des Kammes ausgehend, gegen die riesige Bergsturzhalde im rechten oberen Gehänge des Val Recigant herabführt. Hier findet man unter den hellen Riffkalken des Kammes aufgeschlossen zunächst ein ziemlich mächtiges System „doleritischer Sandsteine" und Mergelschiefer, in welchen sich neben grossen Exemplaren der typischen *Daonella Lommeli* und einem feingerippten *Trachyceras* (wahrscheinlich *Tr. Regoledanum Mojs.*), häufig eine *Myophoria* (*aff. harpa Münst.*) und ein kleines *Cardium*, sowie zahlreiche, sehr schlecht erhaltene Pflanzenreste fanden. Dieses Vorkommen erinnert ganz an jenes von Presegno im benachbarten Val Ponticello (vgl. l. c. pag. 50). Darunter folgen typisch entwickelte Buchensteiner Kieselknollenkalke mit Einlagerungen grünlicher Tuffe. An der Grenze zwischen ihnen und den „Lommeli-Schichten" schiebt sich eine Schichte eines eigenthümlichen, röthlichgefärbten, dolomitischsandigen Gesteines ein, in Verbindung mit einer dünnen Lage eines hellen Eruptivgesteines, dessen schwarzer Glimmer sofort auffällt. Es ist nach einer Bestimmung des Herrn C. v. John ein Glimmerporphyrit. Der Uebergang aus den

Buchensteiner Kalken mit ihren grünlichen Tufflagen in die Wengener „doleritischen Sandsteine“ ist überdies ein ganz allmäliger. Die unter den Buchensteiner Schichten folgenden schwarzen oberen Muschelkalke sind geringmächtig entwickelt, etwas besser aufgeschlossen sind die Cimego-Knollenkalke und die Hauptmasse des unteren Muschelkalkes. Von besonderem Interesse in diesem Profile ist also wieder die Ueberlagerung der Schichten mit *Daonella Lommeli* durch die Riffkalke.

Vestone. Von Vestone aufwärts bis Ponte d'Idro stehen zu beiden Seiten des Chiese nur die bunten Schichten von Raibler Facies an, mit Ausnahme des linken Ufers nahe oberhalb Vestone, wo noch oberhalb des bereits erwähnten Kalkvorkommens[1]) (l. c. pag. 58) tuffartiger, grünlichgrauer Sandstein aufgeschlossen ist, der wohl als Fortsetzung der quarzitischen Sandsteine am Eingange des Dignone-Thales gelten mag. In den knapp nördlich an diese festen Sandsteinbänke des Dignone-Ausganges sich auschliessenden schwarzen Schiefern und Tuffsandsteinen wurden diesmal neben undeutlichen anderen Petrefaktenresten sehr schön erhaltene, typische Exemplare der

Daonella Lommeli Wissm.

aufgefunden, wodurch die pag. 52 des cit. Aufnahmsberichtes (vergl. auch das Profil pag. 144) gewagte Annahme, dass diese Sandsteine und Schiefer einem Wiederauftauchen der Lommeli-Schichten entsprechen, gegenwärtig wohl hinreichend begründet ist. Das Riffkalkniveau darüber (resp. im Norden davon) ist auf wenige Bänke dunklen Kalkes reducirt. In einem Blocke dieses Kalkes fanden sich Lingula-artige Schalen. (*Lingula spec.* tritt bekanntlich zu Esino in den dortigen Raibler-Schichten sehr häufig auf.) Dann folgen thalaufwärts in einer engzusammengepressten Synclinale die rothen und grüngrauen Val Sabbia-Schichten, bis nahe oberhalb der Strassenbrücke der Riffkalkzug abermals als scharf hervortretende senkrechte Mauer durch das Thal streicht. In dessen hangenderen Lagen steckt in mergeligen Gesteinen, die an jene von Sardello und von Prati d'Aqueglio bei Esino erinnern, eine Bivalvenfauna, von der aber nur bei grösserem Zeitaufwande Einiges zu gewinnen sein wird. In einem losen Stücke des helleren, reinen Kalkes fand sich eine hübsche kleine *Natica* von Esinohabitus. In den nördlich (im Liegenden) sich heraushebenden Wengener Tuffsandsteinen und Mergelschiefern wurde bereits im vorangegangenen Jahre die *Daonella Lommeli* nachgewiesen, so dass nunmehr die Uebereinstimmung der Gesteine und Petrefacte in beiden Flügeln der Synclinale des untersten Val Dignone nichts mehr zu wünschen übrig lässt. Zum Ueberflusse folgen hier thalaufwärts noch unterhalb der Fucina sotto Zapelli am Strassenbuge auch die Buchensteiner Kalke, die mir früher an dieser Stelle entgangen waren; sie sind als kieselige Plattenkalke und grünliche Tuffe (wie am Dosso alto) von der Strasse angeschnitten, während man die eigentlichen, typischen, rauhen Kieselknollenkalke in Blöcken in der Strassenmauer findet. Der petrefactenführenden oberen Muschelkalke an dieser Stelle wurde bereits (l. c. pag. 36) gedacht.

Die seinerzeit (l. c. pag. 70) hervorgehobenen Schwierigkeiten, welche sich einer Vereinigung der Angaben Curioni's über den Monte

[1]) Dieser Kalk ist schwarz, mit zahlreichen weissen Adern, klotzig, wenig mächtig.

Puneral (Monte Colmo) zwischen Vestone und Barghe mit meinen eigenen Beobachtungen entgegengestellten, veranlassten mich ferner, einen Uebergang über die Höhen dieses Bergzuges (von Vestone aus erst gegen SW, dann gegen SO hinauf zum Monte Colmo, am Kamme fort über Alpe Nava zum Roccolo Girelli und von da am Fahrwege hinab nach Provaglio di sotto —) zu machen. Die Wengener doleritischen Sandsteine reichen an den Gehängen zwischen Vestone und Nozza hoch hinauf und wechsellagern mit schwarzen Mergelschiefern, die auch hier sehr bald die *Daonella Lommeli* lieferten. Buchensteiner Kalke dagegen habe ich auch hier nicht auffinden können. Gegen das Liegende folgt vielmehr scheinbar sofort (in einem Hohlwege nahe der von Nozza zum Gipfel hinanziehenden scharfen Kante gut aufgeschlossen) der obere Muschelkalk mit zahlreichen Ammoniten, die zum Theile auszuwittern pflegen (ähnlich wie im Val Trompia in demselben Niveau), dafür aber leider aus dem Gesteine nicht so leicht herauszuschlagen sind wie in Judicarien. Ihre Bestimmung stösst daher auf Schwierigkeiten. Die charakteristische *Rhynchonella cfr. Toblachensis Lor.* (*semiplecta* bei Stur) fehlt auch hier nicht. Darunter erscheinen knollige Kalke mit Brachiopoden und grossen Encrinitenstielen, evident dasselbe Gestein, das im Chiesethale unterhalb Nozza aufgeschlossen ist (vgl. l. c. pag. 20 und 36). Kleinere Lappen des Brachiopodenkalkes liegen hie und da noch bis auf den höchsten Kämmen des Bergzuges, als jüngste Schicht, während die jüngeren Glieder von den Kämmen bereits gänzlich abgetragen sind. Die Hauptmasse des Bergzuges bildet aber der mächtige untere Muschelkalk, zum Theil fest und dickbankig, zum Theil mergeligknollig entwickelt, oft mit wulstigen Schichtflächen, wie in den Aufschlüssen unten im Thale. Jenseits des Chiese, westlich, nimmt der Muschelkalk wohl nur eine beschränkte Oberfläche ein, da die weicheren Gesteine des Wengener Daonellen-Niveaus in breitem, flachem Zuge von unterhalb Nozza auf die Höhen „I Dossi“ hinaufzustreichen scheinen.

Hoch oben am Fahrwege und hinab gegen Provaglio treten zu wiederholten Malen im unteren Muschelkalke Platten auf, die ganz überdeckt sind mit grossen Gervillien. Lagen die Schichten des Nordabhanges gegen Vestone hinab nicht allzu steil, und wurde die Lagerung gegen den Gipfel hinauf eine immer flachere und schwebendere, so lässt sich im Gegensatze hiezu gegen Provaglio hinab die bereits erwähnte steilknieförmige Hinabbeugung des anticlinalen Südflügels in einer geradezu überraschenden Vollkommenheit beobachten. Es finden sich hier Aufschlüsse, die sich für eine photographische Aufnahme zu Lehrzwecken vortrefflich eignen würden. Je weiter man nach auswärts und abwärts vorschreitet, desto steiler wird die Schichtstellung; die obersten, resp. äussersten Schichten der unteren Gehänge bei Provaglio sind thatsächlich bereits überkippt. Die Kniefalte ist hier in einer Weise entwickelt und aufgeschlossen, wie sie besser kaum gedacht werden kann. Nahe oberhalb der Kirche von Provaglio di sotto tritt Eruptivgestein auf, welches ich bereits früher als dem Gegenflügel der Wengener Schichten von Nozza angehörend gedeutet habe. Von da gegen Süden aber werden die Aufschlüsse äusserst mangelhaft, und ich kann zu dem bereits früher Mitgetheilten für diese Strecke nichts

Neues beibringen. Das Eruptivgestein des Brugiajo-Rückens, welches meinem Erachten nach bereits dem Niveau der rothen Val Sabbia-Schichten zufällt, d. h. im Hangenden des erzführenden Kalkes von Barghe liegt, ist nach Herrn C. v. John ein Diabasporphyrit. Im Principe halte ich das pag. 144 mitgetheilte Profil, auch was den Monte Puneral betrifft, für vollkommen richtig, für das Detail des südlichen Flügels des Puneralanticlinale aber werden noch zahlreiche Untersuchungen von Nöthen sein, ehe das Bild ein vollkommen naturgetreues wird. Die Kalke, welche Curioni l. c. pag. 209 ff. am Abstiege vom Roccolo Girelli gegen Barghe beobachtete, und die nach ihm *Encriniten*, *Terebrateln*, *Myoconchen*, *Corbis*, *Gervillia bipartita* u. a. A. führen, die er desshalb als Raibler Schichten deutet, sind demnach ebenso als Muschelkalk aufzufassen, wie die Schichten in der Thaltiefe beim Ponte da Re. Es ist somit eine Verkennung der Petrefacten von Seite Curioni's kaum zu bezweifeln, und die Deutung, die ich pag. 70 seinem Profile über den Puneral zu geben versuchte, unter der Annahme, es könnten sich möglicherweise auf der früher von mir nicht besuchten Kammhöhe auch noch jüngere Ablagerungen erhalten haben, bewährt sich nicht. Im Gegentheile hat sich eine vollkommene Uebereinstimmung der geologischen Verhältnisse dieses Durchschnittes mit den früher gemachten herausgestellt.

Bemerkungen über die Trias des Val Trompia.

Das Bestreben, die bisher behandelten triassischen Ablagerungen einem verhältnissmässig jungen Horizonte zuzuzählen, wiederholt sich in Curioni's Angaben über Val Trompia. Wie bekannt, vertritt Curioni in seiner Geologia die Anschauung, dass der deutsche Muschelkalk in den oberen, kalkreichen Partien der lombardischen Werfener Schiefer („Servino") seinen Vertreter besitze; alles von da aufwärts bis zu seiner „*Dolomia metallifera*" ist für ihn eine einzige, nicht genauer zu gliedernde Masse, das „*Terreno a Trachiceri*". In diesem sind also enthalten der petrefactenarme untere Muschelkalk nebst seiner oberen brachiopodenreichen Abtheilung, die Zone des *Ceratites trinodosus* und *Balat. euryomphalus*, die Buchensteiner Knollenkalke und die Schichten mit *Daonella Lommeli*. Dass alle diese Horizonte absolut nicht auseinandergehalten werden können — Curioni hält sie übrigens zum Theile selbst schon auseinander —, das dürfte heute wohl von Niemand mehr geglaubt werden. Anders verhält es sich mit der Altersfrage, bezüglich welcher Anschauungen, welche jenen, die Curioni vertrat, nahe verwandt sind, noch heute von dem besten Kenner der brescianischen Alpen, von Prof. Cav. Ragazzoni in Brescia, gehegt werden. Ragazzoni zählt zwar Theile des ehemaligen „*Terreno a Trachiceri*", speciell jene Ablagerungen, die nördlicher liegen (Val Pezzaze, Dosso alto etc.), dem Muschelkalke zu, hält aber an der Meinung fest, dass die in den südlicheren Aufschlüssen des Val Sabbia und des Val Trompia auftauchenden, petrographisch wie paläontologisch übereinstimmenden Gebilde (darunter also auch jene des Monte Puneral, sowie die altberühmte und vielbesuchte Muschelkalklocalität von

Marcheno) viel jüngeren Schichten, etwa jenen des Raibler-Niveaus, zuzuzählen seien. Diese Anschauungen finden ihren Ausdruck in dem von Ragazzoni publicirten Generalprofile durch die Brescianer Alpen (Profilo geognostico del pendio meridionale delle Alpi Lombardi. Commentari del Ateneo di Brescia 1875).

Am sichersten dürften diese Anschauungen zu widerlegen sein mit dem Hinweise darauf, dass es geradezu unmöglich erscheint, eine so oftmalige, vollkommen gleichartige Wiederholung einer und derselben Ablagerungsreihe (vom unteren Muschelkalke und den Brachiopodenschichten an durch die Balatonites-euryomphalus-Schichten und Buchensteiner Kalke bis in die Daonella-Lommeli-Schiefer) in unmittelbar aufeinanderfolgenden Zeiträumen, wie das Ragazzoni's Annahmen für Val Sabbia und Val Trompia fordern würden, sich vorzustellen. Auf die Auffassungsweise Ragazzoni's scheinen die gestörten Lagerungsverhältnisse mit ihren Schichtwiederholungen am Abhange des Dossalto gegen das oberste Val Berga einen allzugrossen Einfluss geübt zu haben. Die mir von Prof. Cav. Ragazzoni gewordene Mittheilung, dass man im Val Trompia ebenfalls Stützpunkte für die von ihm vertretene Auffassung finden könne, welche Auffassung, falls sie aufrecht zu erhalten wäre, hinreichende Gründe geboten hätte, auch die im Val Sabbia gemachten Beobachtungen wieder ins Wanken zu bringen, sowie die leicht begreifliche Begierde, die Schichtfolge des Val Sabbia mit jener des so oft besuchten Val Trompia zu vergleichen, bewogen mich zu einem zweitägigen Ausfluge in die Trias des letztgenannten Thales, welcher mir Gelegenheit gab, mich vollständig davon zu überzeugen, dass die Triasbildungen der beiden brescianischen Hauptthäler in der denkbar vollkommensten Weise übereinstimmen. Das geht allerdings aus demjenigen Werke, das die meisten Daten über Val Trompia enthält, Curioni's Geologie, nicht mit voller Schärfe hervor, wenn man dieses Thal nicht selbst kennt. Anders ist es, wenn die Lecture jenes Werkes durch einige Localkenntniss unterstützt wird. Das Studium der einschlägigen Literatur förderte auch noch ein anderes Resultat zu Tage, welches die Frage der Wengener und Raibler Schichten betrifft. Für die Auffassung nämlich, dass die Daonella-Lommeli-Schichten, die darüber folgenden Riffkalke (Calcare metallifero) und die bunten Val Sabbia Schichten (Sch. von Raibler Facies) wirklich als drei in der Natur hinreichend unterschiedene und weithin zu verfolgende Niveaus anzusehen und demnach zu cartiren seien, mag man nun in den obersten derselben mit v. Hauer und den lombardischen Geologen Raibler Schichten oder mit v. Mojsisovics obere Wengener Schichten sehen, spricht wohl nicht am wenigsten der Umstand, dass dieselben von jeher getrennt gehalten wurden, und zwar von den ältesten Forschern bis auf Curioni, so dass sich aus allen bisher vorliegenden einschlägigen Arbeiten diese Trennung entnehmen lässt. Ja selbst Curioni, der doch im Zusammenfassen der tieferen Horizonte (man vergleiche sein „Piano a Trachiceri") weit genug ging, unterscheidet allenthalben scharf über jenem „Piano a Trachiceri" sein Niveau der „Calcaria metallifera", mag dasselbe auch noch so reducirt sein, und über diesem seine „Schichten mit *Gervillia bipartita.*"

Es wird demnach die Hauptaufgabe der nachfolgenden Auseinandersetzung sein, zu zeigen, dass sowohl auf Grund der vorhandenen Literatur als auch eigener Beobachtungen die für Judicarien und Val Sabbia constatirte Schichtfolge sich in ihrer Gänze auch für Val Trompia giltig erweist.

Escher von der Linth war bekanntlich der erste, dem man ausführlichere Angaben über die Trias des Val Trompia verdankt (Vorarlberg und einige angrenzende Gegenden, pag. 108 ff.). In einem nördlich von Marcheno auf die Erstreckung von 60′ hin aufgeschlossenen Profile bei *h* 5 streichenden und mit circa 35—45° in Süd fallenden Schichten unterscheidet Escher von unten nach oben:

1. Rauchgrauen, an den Muschelkalk Deutschlands erinnernden, dichten Kalkstein, verbunden mit sandigem Kalkstein. Darin *Encrinus liliiformis*, *Spirifer fragilis*, *Terebratula Mentzeli*, *T. vulgaris*, *T. trigonella* (constant mit 5 Rippen), *Pecten laevigatus*, *Lima striata* (?).

2. Rauchgrauen, kleinknolligen Kalk, nicht selten ebenfalls in sandsteinartiges Gestein übergehend, mit 2—3″ dicken Lagen einer glatten Terebratel, wohl gleich *T. vulgaris*. Aehnlich glatte Terebrateln stecken im rauchgrauen Kalke bei der Brücke, die nördlich von Brozzo über den Bach des Val Bazzo führt und ferner auf der Weghöhe zwischen Pezzaze und Etto.

3. Dunkelgrauer, sandiger, sehr kleine weisse Glimmerschüppchen führender Kalk mit ceratitenartigen Ammoniten, deren einer *Am. binodosus H.* zu sein scheint. Wenige Fuss höher sind die Schichtoberflächen des Kalksteines bedeckt mit wedelartigen Figuren.

4. Bedeutend mächtiger, klein- und durch und durch knolliger, rauchgrauer Kalk.

In diesem Profile entsprechen 1. und 2. ohne Zweifel dem Brachiopoden-Niveau von Ponte di Cimego, in 3. ist vielleicht die Zone des *Cerat. trinodosus* vertreten und in 4. sollte man die Buchensteiner Kalke vermuthen, falls nicht hier durch eine Schichtenwiederholung abermals tieferer Muschelkalk auftritt.

Im Norden grenzen nach Escher an dieses Profil folgende Schichtmassen:

1. Knolliger, grauer Kalk, der in grosser Ausdehnung bis nordwärts des Val Irma hinauf ansteht, und von dem es zweifelhaft ist, ob er dem Muschelkalke angehört. (Ist ohne Zweifel die untere petrefactenarme Hauptmasse des Muschelkalks.)

2. Bunte, meist intensivrothe, oft thonsteinartige Mergel, die sich so innig an die Porphyre von Zigole und des Santuario di Predonte anschliessen, wie Basalttuffe an Basalt. Sie sind den für Keuper angesprochenen Mergeln von S. Giovanbianco so ähnlich, dass man beide für gleichaltrig halten möchte.

3. Mergel, meist grau, oft coltellinoartig brechend, wechselnd im feinkörnigem, ebenflächigem, keuperähnlichem Sandstein, welche — nördlich von der Mellabrücke unter Magno — zwischen den Schichten der folgenden Gruppe 4 aufzutauchen scheinen und Pflanzenreste enthalten, unter denen Heer einen *Equisetites Trompianus* aufgestellt hat,

4. Grauschwarzer, unreiner, durch Verwitterung schmutzigbraun werdender, plattiger Kalkstein, der in einem Rünschen südlich Zigole

etwa 150′ über der Strasse, zahlreiche Fossilien führt und zwar *Halobia Lommeli*, *Ammonites Aon* (oder eine verwandte Art), einen falciferen Ammoniten, Bactryllien. Die Schichten fallen hier bei Streichen *h* 6 mit etwa 25° in Nord. Die *Halobia Lommeli* findet sich auch circa 400 Fuss südlich von diesem Steinbruche an der Strasse in losen Stücken dunkelgrauen Sandsteines, der dem *Equ. Trompianus* führenden Sandsteine sehr ähnlich sieht, und Mergel, der mit diesen Lommeli-Schichten abwechselt, enthält Bactryllien. Die Halobienschichten stehen ferner an mit Streichen *h* 5 und 30° südlich. Einfallen im engen Tobel des Irmabaches nahe ober seiner Ausmündung in die Mella und scheinen hier bestimmt in gleichförmiger Lagerung auf den bunten Mergeln Nr. 2 aufzuliegen (!).

5. Eher unter, als über den Halobiaschichten liegend, immerhin aber ganz in ihrer Nähe, zeigt sich zu beiden Seiten der Mella an der Einmündung des Irmabaches eine Schichtmasse mit *Ammonites globosi* (*galeatus* Hauer?), verdrückten Planulaten u. s. f. Ganz gleiche Gesteine mit *h* $3^1/_2$—4 Streichen und 30° NW-Fallen treten zwischen den beiden Abtheilungen von Marcheno auf. Auch da finden sich globose Ammoniten. Die Abtheilungen 3, 4 und 5 gehören wahrscheinlich dem gleichen oder fast dem gleichen Horizonte an.

6. Grauer bis schwärzlicher, massiger Kalkstein, dicht oder feinkörnig und dann von weissen Adern durchzogen, steht in den Umgebungen von Magno an und enthält ostwärts vom Dorfe grosse, leider unbestimmbare Bivalven; er scheint eher unter als über den bunten Mergeln Nr. 2 zu liegen.

Die Lagerung aller dieser Gebilde untereinander und zum Muschelkalke ist nach Escher nicht klar.

Es ist zu diesen Mittheilungen von Escher zu bemerken, dass:
2. der bunte Mergel von Zigole und S. Giovanbianco den bunten Val Sabbia-Schichten entspricht,
dass 3. und 4. die Daonella-Lommeli-Schichten repräsentiren, während
5. die Buchensteiner Kalke sind und
6. vorläufig als Kalk von Magno bezeichnet
werden mag.

Nun soll nach Escher 4. u. 3. auf . . . gleichzeitig aber soll 4. und 3. auf
5. 2. liegen;
unter 2. aber soll
6. liegen;

man hätte also folgende Reihenfolge:

Lommeli-Schichten		Lommeli-Schichten
Buchensteiner Kalk	oder	Bunte Mergel von Zigole
		Kalk von Magno.

Es scheint daraus hervorzugehen, dass das Liegende der Lommeli-Schichten von Escher nicht mit Sicherheit constatirt werden konnte. Man vergleiche auch sein Profil XVIII, Tab. X. Diese Frage ist gegenwärtig wohl als gelöst zu betrachten. Hier kommt es nur darauf

an, zu zeigen, dass bereits Escher alle die im Val Trompia unterscheidbaren Triasetagen unterschieden hat, wenn ihm auch ihre gegenseitige Lagerung nicht völlig zu entziffern gelungen war.

Den Erläuterungen zur geologischen Uebersichtskarte der Schichtgebirge der Lombardei von F. v. Hauer (1858) seien folgende Angaben über die Trias des Val Trompia entnommen (pag. 21): Nördlich von Brozzo, halbwegs zwischen diesem Orte und Tavernole findet sich nochmals eine mächtige Bank des petrefactenreichen Muschelkalkes; seine Schichten fallen sanft in NW; gleich darauf werden die Gehänge sanft und die höheren sandigen und mergeligen Triasgesteine reichen bis an die Thalsohle, aber schon bei Tavernole erscheint im Bachbette unter ihnen wieder der schwarze, knollige Kalk mit nahezu horizontalen Schichten; er zieht sich auf eine kurze Strecke ins Val Marmentino hinein, wo F. v. Hauer sehr nahe am Eingange auf der rechten Thalseite am Wege wieder die Schichten mit den zahlreichen Brachiopoden fand. An dieser Stelle sieht man besonders deutlich die Auflagerung der jüngeren Gebilde auf dem Muschelkalke; mit horizontalen Schichten folgen sehr bald auf die Bank mit den Brachiopoden die Wengener Schiefer mit *Hal. Lommeli*, sodann blutrothe, sandige Mergel; die letzteren wechsellagern mehrfach mit den Wengener Schiefern und das ganze Schichtsystem wird von dem grauen Dolomite des Castello del Asino überlagert. Im Hauptthale halten die dunklen Kalksteine an bis Ponte d'Ajale, wo sie dann wieder unter den jüngeren Triasgesteinen verschwinden.

Zu den voranstehenden Mittheilungen von F. v. Hauer ist zu bemerken, dass im Val Marmentino der die Lommeli-Schichten und die bunten Val Sabbia-Schichten trennende „*Calcare metallifero*" offenbar ausserordentlich reducirt sein oder gänzlich fehlen muss. Die angegebene Wechsellagerung der Lommeli-Schichten mit den rothen sandigen Mergeln dürfte sich ungezwungen dadurch deuten lassen, dass auch im Complexe der bunten Val Sabbia-Schichten denen der Lommeli-Schichten ähnliche, graue Mergelschiefereinlagerungen auftreten (vergl. Bittner, Aufnahmsbericht aus Judic. u. Val Sabbia pag. 44).

Das Profil, welches F. v. Hauer l. c. pag. 21 mittheilt, und welches durch die Linie Collio—Castello dell'Asino—Brozzo gelegt ist, zeigt deutlich die Schichtstellung und das Wiederauftauchen der älteren Trias im mittleren Val Trompia auf der Strecke Lavone—Marcheno.

Benecke (Einige Muschelkalkablagerungen in den Alpen, 1868, pag. 54) sammelte bei einem Besuche von Marcheno unmittelbar nördlich vom Orte an der Strasse *Rhynchonella decurtata*, *Spiriferina fragilis*, *Terebratula vulgaris*, *Lima striata*, *Entrochus cfr. liliiformis*. Das würde, meint Benecke, wegen *Rhynch. decurtata* dem unteren Muschelkalke Stur's entsprechen. Gleich darüber folge bei Marcheno Wengener Schiefer mit *Halobia Lommeli*, nicht aber ein besonderer Cephalopodenhorizont. Doch berücksichtigt Benecke an dieser Stelle die Angabe Escher's (vergl. oben), dass allerdings hier über jenem Brachiopodenniveau noch eine Reihe von Kalkbänken mit einem dem *Cer. binodosus* ähnlichen Ammoniten folge. Es ist wohl nur schlechten Aufschlüssen an dieser Stelle bei Marcheno zuzuschreiben, dass Herrn Professor Benecke hier jene Schichten mit *Ptychites gibbus Ben.* und

Halobia Sturi Ben. entgangen sind, welche er in demselben Aufsatze mit den Reiflinger Kalken Stur's parallelisirt und welche sich nach ihm in der Lombardei weit verbreitet finden. Es gebührt demnach eigentlich Benecke das Verdienst, auf die Wichtigkeit des petrefactenreichen Niveaus von Colerè im Val di Scalve, das mit den *Ceratites euryomphalus*-Schichten von Prezzo identisch ist, zuerst hingewiesen zu haben, wenn er auch dessen Altersverhältnisse zu anderen Muschelkalkablagerungen unentschieden liess. Diese zu klären und sicherzustellen, war (hauptsächlich auf Grund von durch Lepsius gesammeltem Materiale) erst E. v. Mojsisovics vorbehalten.

Sehr zahlreich sind die Angaben Curioni's über Val Trompia. Die nachstehenden Auszüge sind grösstentheils seiner Geologia (1. Bd., 1877) entnommen.

Der Ponte di Lusino bei Curioni (pag. 158) ist offenbar gleichbedeutend mit dem Ponte di Cesovo anderer Autoren. Die Fossilien von dieser Stelle finden sich in einem Kalke von grauer Farbe, welcher sich längs des Thälchens von S. Rocco (wohl der Graben zwischen Cesovo und Lusino) auflegt auf „*calcare bernoccoluto*". Das Streichen dieser fossilführenden Bänke vom Ponte di Lusino ist im Allgemeinen gegen O, einige Grade Nord, das Fallen S, einige Grade W. (! ?)

In den Brüchen an dieser Brücke wurde ein Stück mergeligen, schwarzen Kalkes, der *Halobia Lommeli* zusammen mit *Retzia trigonella* führt, gefunden. Die Terebrateln von dieser Localität hält Curioni für specifisch verschieden von der *T. vulgaris* des deutschen Muschelkalks, die kleinere Form davon findet sich auch im mergeligen Kalke zwischen Marcheno und dem Ponte di Lusino, und ebenso in grosser Menge zu Brozzo und im Val Marmentino. An letzterem Orte ist eine Bank von mergeligem Kalke von circa $1^1/_2$ Meter Mächtigkeit ganz erfüllt davon, und diese Bank liegt nach Curioni etwa 150 Meter über dem unteren sichtbaren Niveau des schwarzen „*calcare bernoccoluto*", der nach Curioni die *Halobia Lommeli* führt. Diese Angaben stimmen nicht mit denjenigen F. v. Hauer's über Val Marmentino überein. Es ist aber zu beachten, dass Curioni den Muschelkalk und die Lommeli-Schichten von Marcheno beständig zusammenwirft, und die von ihm citirten Stücke von *Daonella Lommeli* deshalb theilweise Daonellen des Muschelkalks sein können.

Auf dem Wege von Brozzo gegen Lodrino (pag. 183 ff.) trifft man zuerst mergeligen, schwarzen Kalk in dünnen Bänken mit seltenen Halobien. Weiterhin treten in 30° SW gemengte Kalke mit *Encrinus gracilis* auf. Im Contacte mit Porphyren erscheint im Bachbette ein sandiges Gestein, das sich gegen oben mit mergeligen, schwarzen Kalken verbindet, welche reich sind an globosen Ammoniten. Weiter, am Einflusse des Torrente Serraduch, und zwar an dessen linkem Gehänge, treten die bunten Mergel auf, während auf der rechten Seite dieses Baches eine kurze Strecke weit graue Kalke die Höhen bilden, die wahrscheinlich der „*dolomia metallifera*" zufallen. Ueber Invico und Lodrino hinüber in's Val Sabbia herrscht nunmehr das bunte Mergelgestein und darüber liegt Hauptdolomit. Zwischen beiden liegen bei Comero und Mura Gypse, ebenso wie jenseits, nördlich der Hauptdolomitkette zu Toja. Im Thale des Lembrio, der südlich vom Serraduch

in den Hauptbach mündet, sind ebenfalls die oberen bunten Schichten aufgeschlossen, während der Monte Pauder (pag. 183) theilweise aus „*dolomia metallifera*“ bestehen soll.

Zwischen Brozzo und Tavernole im Hauptthale ist nach Curioni die Lagerung eine sehr gestörte. Nahe dem Stege, der nach Canello hinüberführt, finden sich zahlreiche Terebrateln. (Das ist wohl sicher die schon von Escher und v. Hauer angeführte Stelle!)

Unterhalb Cimmo finden sich in schwarzen Kalken globose Ammoniten, *Trachyceras* und *Nautilus*. Diese Kalke stehen in Verbindung mit jenen bei Tavernole. Der Sattel zwischen Cimmo und Pezzoro ist „*calcare metallifero*“ (pag. 179).

Ueber Val Marmentino finden sich pag. 179 folgende Angaben: Am Eingange des Thales liegen die schwarzen Kalke fast horizontal, oder wenige Grade nach O. oder SO. geneigt; circa 40 Meter über der Mella führen sie einzelne Exemplare der *Halobia Lommeli* (!) und die kleine glatte Terebratel von Brozzo. Etwa 35 Meter höher liegt eine Bank mit zahllosen Exemplaren dieser Terebratel. In einem Gesteinsstücke fand sich die Terebratel mit *Halobia Lommeli* zusammen (!). Noch höher herrscht die *Halobia Lommeli*. Eine Strecke vor der Quelle nahe Villa ändern die schwarzen, halobienreichen Kalke ihre Farbe und man kann Handstücke sammeln, in denen die eine Hälfte mergelig und schwarz, reich an Halobien, die andere Hälfte ebenfalls mergelig, aber rothgefärbt und fossilleer ist. Wenn man nun von jenem Punkte (der Quelle?) gegen Osten in den Grund des Thals hinabsteigt, erscheint an Stelle der früher gesehenen Bildungen eine buntgefärbte Ablagerung vom Aussehen des Keuper, bestehend aus sandigen Thonen mit Gypseinlagerungen unterhalb Toja, während gegen Westen die gewöhnlichen mergeligkalkigen, schwarzen Gesteine herrschen. Curioni schliesst in seiner älteren Arbeit (Besano, 1863, pag. 15) daraus, dass die bunten sandigen Mergel nichts anderes seien als eine etwas abweichende Ausbildung der schwarzen, mergeligen Kalke, welche damit verbunden sind. In seiner Geologia aber ist diese Anschauungsweise etwas modificirt, und zwar dahin, dass diese bunten Schichten von Toja und Lavino dem schwarzen, mergeligen Kalke nicht aufgelagert, sondern nebengelagert sind, weil die „*dolomia metallifera*“ dazwischen fehlt, das heisst wohl mit anderen Worten, Curioni nimmt an, dass zwischen beiden Bildungen eine Störung durchlaufe. Ich erlaube mir hier zugleich auf die weiter unten citirte Stelle Curioni's über Ponte Ajale hinzuweisen. Thatsache ist, dass zwischen dem Hauptdolomitrücken des Castello dell'Asino und dem östlich liegenden, aus Muschelkalk bestehenden Monte Legone eine ganz bedeutende Querstörung durchlaufen muss und dass desshalb sowohl, als wegen des weiteren Umstandes, dass auch die Längsbruchlinie, welche den hochliegenden Muschelkalk des Monte Legone gegen die südlicher in tieferem Niveau befindlichen bunten Val Sabbia-Schichten abschneidet (vergl. Bittner, Aufnahmen in Judic. u. Val Sabbia, Profil S. 144), höchst wahrscheinlich bis hieher verfolgt werden kann, die Umgebung von Marmentino in tektonischer Beziehung jedenfalls bedeutende Complicationen aufzuweisen haben wird.

Aus den bisher in der Literatur existirenden Angaben über Val Marmentino (vergl. auch Curioni, Geologia pag. 180) sich ein richtiges Bild der geologischen Verhältnisse dieses Thals zu machen, halte ich für unmöglich. Dass der Monte Legone thatsächlich Muschelkalk sei, geht auch schon aus den Angaben Curioni's hervor, der pag. 176 in den oberen, respective äusseren Bänken desselben ausser grossen Terebrateln (wohl sicher *T. vulgaris*) auch Trachyceraten und globose Ammoniten fand (E. v. Mojsisovics nennt Jahrb. 1880, pag. 703 *Cer. trinodosus Mojs.* von dieser Localität) [1]. Auch aus dem benachbarten Val Irma (pag. 176) kennt Curioni von mehreren Stellen grosse Terebrateln und Spiriferen, in der Nähe von Magno *Halobia Lommeli*, globose Ammoniten und Spuren von Trachyceraten. Wenig ober der Brücke von Lajale (Ajale) wird nach ihm das Gestein fast ganz sandig, dabei so fest und hart, als ob es ganz aus Kiesel bestünde. Am linken Ufer der Mella fanden sich in diesen Schichten einige Stücke einer *Rhynchonella cfr. subacuta Münster.* Ganz nahe vom Ponte di Lajale, und zwar am rechten Ufer, finden sich globose Ammoniten, unterhalb der Quelle bei Lajale schwarze, mergelige Kalke mit *Halobia Lommeli* und Trachyceraten. Interessant ist eine Bemerkung, die Curioni pag. 43 der Osservazioni geologiche sulla Val Trompia (Mem. Ist. Lomb. ser. 3, vol. III, 1870) macht: Es scheine ihm, sagt er hier, dass der „*Calcare metallifero*" unter Villa del Dosso (Marmentino) sowohl, wie auch am Ponte d'Ajale fehle und dass hier der schwarze, mergelige Kalk mit *Halobia Lommeli*, welcher auf dem sandigen Kalke mit globosen Ammoniten von Marcheno aufruhe, direct von „argille simili alle keuperiana" überlagert wird, welche letzteren am Colle di Toja (bei Ombriano) eine Gypslinse führen, ebenso wie zu Rebecco unterhalb Lavone. Man sieht also, dass Curioni hier die Reihe Buchensteiner Kalke, Lommeli-Schichten, *Calcare metallifero* und bunte Val Sabbia-Schichten vollkommen scharf unterscheidet und als getrennte Niveaus auseinanderhält. Das erwähnte Vorkommen von Rebecco unterhalb Lavone wird auch pag. 178 seiner Geologia berührt.

Auch Lepsius (Das südwestliche Tirol, pag. 60 ff.) hat Val Trompia besucht und an dem alten Fundorte oberhalb Marcheno gesammelt. Er nennt von dort: *Terebratula vulgaris Schloth.* (sehr häufig, doch ohne eine Lumachelle zu bilden), *Rhynchonella decurtata Gir.*, *Spiriferina fragilis Schloth. spec.*, *Sp. hirsuta Alb.*, *Retzia trigonella Schloth. spec.*, *Lima striata Schloth.*, *Chaetetes Recubariensis Schaur.*, *Encrinus cfr. liliiformis Schloth.* Das Fallen dieser Kalke (pag. 315) ist SO mit 50—60°. Weiter abwärts vor Marcheno beginnen die Halobienschichten. An der Mellabrücke vor Marcheno [2]) schiessen Buchensteiner Kalke steil gegen den Fluss ein, unterhalb eines Hauses

[1]) Wie vorsichtig man die Angaben Curioni's gebrauchen muss, geht aus einer Stelle Geologia pag. 175 hervor, in welcher er erwähnt, dass Bruno im schwarzen dünnbankigen Kalke des Dossalto *Halobia Lommeli*, die Terebratel vom Dosso Rango und Monte Legone, zugleich globose Ammoniten und Spiriferen gefunden habe. Die erwähnte *Halobia* dürfte hier sicher eine Muschelkalkart (*H. parthanensis?*) sein.

[2]) Das Einfallen der steilaufgerichteten Bänke bei Marcheno ist nach Curioni, pag. 180, ein südöstliches mit circa 70°, das Streichen also gegen NO gerichtet.

am Ufer sammelt man *Arcestes trompianus* und *A. marchenanus Mojs.* Jenseits der Mella durchschneidet der kleine Bach bei La Parte bunte Thone und Mergel der Raibler Schichten, darüber folgt Hauptdolomit. Warum nach Lepsius die Mella bei Marcheno in einer Verwerfung fliessen soll, geht aus seiner Darstellung nicht klar hervor. Auch aus dem Profile (26) ergibt sich das nicht.

Neben der Strasse (pag. 65) bei der Brücke von Ajale stehen nach Lepsius die Buchensteiner Hornsteinkalke mit Pietra verde an; gleich darauf dünnplattige Kalke mit *Daonella Lommeli*. Das Einfallen ist 20° SO. Dieselben Bänke findet man über Marcheno bei Contrada di Cesovo. Ueber Cesovo (pag. 85) liegen an 350 Meter Esinokalk, zum grossen Theile riesenoolithisch. Darüber frische, wasserreiche Alpen auf den bunten Thonen der Raibler Schichten, überlagert von Hauptdolomit und Lias. Die Mittheilungen, welche Lepsius über Val Lodrino (pag. 93) gibt, sind wohl von Curioni entlehnt.

In Gümbel's geognostischen Mittheilungen aus den Alpen (VI., 1880, pag. 192) findet man Angaben über das Triasprofil von Bovegno thalabwärts zum Ponte di Ajale.

Auch E. v. Mojsisovics hat im Jahre 1880 Val Trompia besucht und in seiner Arbeit „Heteropische Verhältnisse im Triasgebiete der lombardischen Alpen" seine daselbst gemachten Beobachtungen niedergelegt. Nach v. Mojsisovics ist das mittlere Val Trompia in tektonischer Beziehung besonders dadurch ausgezeichnet, dass die im Allgemeinen als schwebend zu betrachtenden Sedimente der Westseite ein bedeutend höheres Niveau einnehmen, als die gleichaltrigen, ebenfalls ziemlich flachgelagerten Bildungen der Ostseite. Diese Niveauverschiedenheit wird aber nicht durch einen Bruch bewirkt, sondern die Sedimente beugen sich in einer schmalen, zwischen den beiden flachgelagerten Gebieten fortstreichenden Zone plötzlich steil von der Westseite gegen Ost und erreichen ohne Bruch das flachlagernde östliche Gebiet. Es ist das ein „Schichtenfall", wie er sich namentlich an der heteropischen Grenze zwischen Riff- und Tuffgebiet häufig beobachten lässt. Bei Marcheno findet sich das westliche (d. h. obere) Knie des Schichtenfalles nahe der Thalsohle im Orte selbst in den Buchensteiner Schichten. Weiter thalaufwärts sieht man gegenüber Brozzo die dunklen Kalke des unteren Muschelkalkes steil gegen die Mella abfallen, während oberhalb dieses Schichtenfalles die Schichten sich knieförmig biegen und flache Lagerung annehmen. Das untere oder östliche Knie befindet sich in der Thalsohle, so dass von Brozzo selbst gegen Osten wieder flache Lagerung herrscht. Nahe ober Brozzo verlässt der Schichtenfall den Lauf der Mella und zieht mehr westlich am Gehänge fort. Das Hochgebirge des Nistola und Guglielmo enthält als heteropische Einlagerung der Wengener Schichten eine mächtige, als „calcare metallifero" oder „Esinokalk" bezeichnete Kalkmasse, während östlich vom Schichtenfalle diese Einlagerung fehlt.

In der Deutung der hier als Wengener Schichten des Val Trompia bezeichneten Ablagerungen herrschte nach v. Mojsisovics Unsicherheit. Bereits Escher und v. Hauer hatten nach ihm die Uebereinstimmung dieser Gesteine mit dem sog. „Keuper" der Bergamasker

Alpen erkannt, jedoch wegen der engen Verknüpfung mit den „Halobia-Schichten“ Bedenken getragen, diese Vorkommnisse des Val Trompia mit den „Keupermergeln“ des Val Brembana zu parallelisiren. Auch Curioni kam nach v. Mojsisovics bei der Deutung dieser Gebilde mit sich selbst in Widerspruch. Lepsius und Ragazzoni waren consequenter, indem sie die Uebereinstimmung dieser Schichten mit den sogenannten bunten Raibler Schichten oder dem „Keuper“ der benachbarten Gegenden anerkannten. Lepsius sah sich gezwungen, deshalb hier eine Verwerfung anzunehmen, um das Fehlen des Esinokalkes unter den Raibler Schichten der östlichen Thalseite zu erklären[1]). An der Strasse nach Lodrino kann man sich aber von der regelmässigen Ueberlagerung der hier in Folge kleiner Wellenbiegungen wiederholt auftauchenden Buchensteiner Schichten durch den angeblichen „Keuper“ überzeugen.

Es ist hier zu bemerken, dass v. Mojsisovics in den voranstehend excerpirten Mittheilungen die, wie sich aus den oben gegebenen Literaturauszügen ergibt, von allen vorangehenden Autoren wohl unterschiedenen Lommeli-Schichten mit den „Raibler Schichten“ derselben in eine Schichtgruppe zusammenfasst. Aber schon Escher unterscheidet die Lommeli-Schichten des Val Trompia von jenen rothen Ablagerungen, die den Schichten des Val Brembana ähnlich sind. Hauer sagt (loc. cit. pag. 24) ausdrücklich, dass im Val Trompia und Val Sabbia mergelige und sandige Gebilde sich finden, die wohl die Cassianer Schichten mitsammt den Raibler Schichten vertreten, und hebt speciell hervor, dass über den Cassianer Fossilien führenden Halobiaschichten auch allenthalben bunte Mergel und Sandsteine gleich jenen des Val Brembana liegen. Auch Curioni hat die einen Theil seines „*Piano a Trachiceri*“ bildenden *Lommeli*-Schichten immer sorgfältig von den bunten Schichten der *Gervillia bipartita* zu trennen gesucht. Was endlich Lepsius betrifft, so sind auch in seinen „Raibler Schichten“ keineswegs die *Lommeli*-Schichten mitinbegriffen. Dass dieselben auch in Val Trompia als zwei getrennte und schon lithologisch ziemlich scharf unterschiedene Complexe auftreten, geht ja aus den weiteren Angaben v. Mojsisovics' selbst hervor. Am linken Mellaufer bei La Parte fand derselbe zunächst eine untere, hauptsächlich aus Sandstein bestehende Abtheilung der Wengener Schichten, in der Mitte des Complexes etwa einige dunkle, durch Mergellagen getrennte Kalkbänke mit Resten von Crinoiden und Cidariten, höher die dickschichtigen Tuffe und rothgefärbte, ebenfalls als Tuffe anzusprechende Gesteine. Als Hangendes folgt Hauptdolomit. Jenseits der Mella im Westen nehmen die Kalke des Monte Nistola gegen Süden allmälig an Mächtigkeit ab. Im Hangenden derselben liegen ebenfalls die bunten Wengener Tuffe, die auch über den dunklen Kalkeinlagerungen im Graben von La Parte erscheinen. Diese dunklen crinoiden- und cidariten-führenden Kalke aber sind auch nach v. Mojsisovics die Ausläufer der Kalke und Dolomite des Nistola, eine Riffzunge im Gebiete der Tuff- und Mergel-

[1]) Das war wohl nicht der Grund, weshalb Lepsius jene Verwerfung annahm, denn sein Profil 26 zeigt östlich von der Mella nicht nur eine, sondern sogar zwei Esinokalk-Wiederholungen über einander.

facies. Der Hauptunterschied gegenüber dem Riffgebiete Südtirols scheint mir darin zu liegen, dass, während in jenem ein mehrfaches Ineinandergreifen der Riffkalke und Tuffe nachgewiesen ist, man es in Val Trompia und den benachbarten Regionen eben nur mit einem einzigen Kalkniveau zu thun hat, welches in sehr verschiedener Mächtigkeit, aber nahezu constant allerorten zwischen einem unteren und einem oberen mergelig-tuffigsandigen Niveau liegt, von denen das untere vollkommen sicher als Wengener Schichten erweisbar ist, während bezüglich der Deutung des oberen allerdings heute noch wesentliche Differenzen bestehen. Sollten sich diese Meinungsverschiedenheiten nicht dadurch ausgleichen lassen, dass man annimmt, es reiche stellenweise die Rifffacies bis unmittelbar unter das Raibler Niveau hinauf, oder vielleicht noch präciser, es seien local Riffkalke eben nur unmittelbar unter den Raibler Schichten [1]) zum Absatze gelangt? Man könnte hier auf den Schlern hinweisen, über dessen Riffkalken ja unmittelbar die Raibler Schichten liegen. Hält man aber den hier vorgeschlagenen, theoretischen Standpunkt nicht für annehmbar, so muss man allerdings mit v. Mojsisovics ganz von selbst dazu kommen, auch in den über den Riff- und Esinokalken der östlichen Lombardei liegenden Schichten von Raibler Facies keine Raibler Schichten, sondern Wengener Schichten zu sehen und in Folge dessen auch die gewiss sehr indifferente, aber doch bisher einstimmig für gleichaltrig mit der der echten Raibler Schichten gehaltene lombardische Raibler Fauna als nicht beweisgiltig für das Alter der lombardischen „Raibler Schichten" zu erklären.

Ohne hier auf diesen Gegenstand weiter einzugehen, mögen einige eigene Beobachtungen, die ich während meiner zweitägigen Touren im mittleren Val Trompia anzustellen Gelegenheit hatte, folgen: Von Bovegno ausgehend hat man bis zum Graben La Valle (Torr.

[1]) Ich glaube mich hier umsoweniger im principiellen Gegensatze zu den Anschauungen von Oberbergrath E. v. Mojsisovics zu befinden, als ja derselbe mit Berufung auf sein grosses Werk über die Riffe pag. 511 in seiner Einleitung zu der 1880er Arbeit über heteropische Triasentwicklung in der Lombardei ausdrücklich sagt: „Gegen den Südrand der lombardischen Alpen folgt eine Zone mit fehlenden oder sehr reducirten, blos auf die höchsten Lagen unter den Raibler-Schichten beschränkten Riffmassen". Es sind ja übrigens auch im Gebiete der südtirolischen Triasriffe zahlreiche Stellen, ja ganze Gebirgsstöcke bekannt, die eine ganz ähnliche Gliederung aufzuweisen haben, wie sie in Judicarien unb Val Sabbia vorhanden ist. Man vergleiche hier insbesondere die Mittheilungen, die E. v. Mojsisovics in seinen „Dolomitriffen" über das Hochgebirge zwischen Rienz, Drau, Boita und Piave gibt, mit den Profilen pag. 304 und pag. 309. Diese Profile sind (bis auf die verschiedene Mächtigkeit des Muschelkalkes, die hier gar nicht in Betracht kommt) exact dieselben, wie sie für Judicarien und ValSabbia gelten und würde man beispielsweise in dem von mir mitgetheilten Profil l. c. pag. 362 anstatt Wengener Riffkalk Cassianer Dolomit und anstatt Schichten von Raibler Facies Raibler-Schichten setzen, so bekäme man genau die Schichtfolge, wie am Antelao, Sorapiss u. a. Localitäten. Thatsächlich habe ich ja in meinem ersten Aufnahmsberichte aus Judicarien, Verh. 1880, pag. 234, diese Dolomite zwischen Daonella-Lommeli- und Raibler-Schichten geradezu als Cassianer Dolomite angesprochen. Um ein Seitenstück zu den Verhältnissen des Dossalto zu finden, wo die Dolomit-, respective Kalkmasse zwischen Wengener Daonellenschichten und Raibler-Schichten weitaus mächtiger ist, braucht man nur die Verhältnisse des Gardenazzagebirges (E. v. Mojsisovics, Dolomitriffe pag. 212 ff., Profile pag. 213 und 222) zu vergleichen. Auch das Profil des Rosskofels bei Prags (l. c. pag. 292) u. a. m. könnten hier angezogen werden.

Meola Curioni's ?) Werfener Schiefer, jenseits des Grabens Rauchwacke und darüber dunkle Kalke, welche ganz ausserordentlich zerrüttet und von Eruptivgesteinen durchsetzt sind. Es fehlen von da an der rechten Thalseite Aufschlüsse, der breite und flache Thalboden wird von Wiesen eingenommen. Erst halbwegs vom Ponte di Zigole zum Ponte d'Ajale steht an der Strasse knolliger Kalk an, der an den Brachiopodenkalk vom Ponte di Cimego erinnert, es folgt eine abermalige Unterbrechung des Profiles, die höchstwahrscheinlich den weicheren Lagen mit *Cerat. trinodosus* entspricht und sodann, concordant dem knolligen Kalke gelagert, mächtig entwickelter Buchensteiner Kalk mit Pietraverde-Lagen und darüber das typische, dunkle Niveau der *Lommeli*-Schichten. Bei einem einzelnen Hause an der Strasse ist abermals das Profil unterbrochen und sodann stellt sich mit etwas steilerem südlichen Einfallen eine vollständige Wiederholung der Schichtfolge Cimegokalk, Trinodosuskalk, Buchensteiner Kalk und *Lommeli*-Schichten ein. Im oberen Muschelkalke, der hier ganz charakteristisch aussieht, sind Ammoniten-Durchschnitte zu bemerken, vielleicht stammt die von Curioni angeführte *Rhynchonella cfr. subacuta Münster* aus diesen Schichten. Der Buchensteiner Kalk steht genau an der Brücke von Ajale an, die *Daonella-Lommeli*-Schichten findet man halbswegs zwischen Ajale und Lavone, mächtiger aufgeschlossen jenseits der Mella an deren linkem Ufer, wo sie steil südlich einfallen. Magno liegt auf einer auffallenden kleinen Kalkplatte, welche wohl nur dem Wengener Riffkalke (*Dolomia metallifera Curioni*) entsprechen kann. Der Kamm des Castello dell'Asino ist dagegen offenbar Hauptdolomit; diesem scheinen auch wenigstens Theile des Berges, der sich westlich jenseits der Mella, oberhalb der Linie Lavone-Tavernole erhebt, anzugehören. Sofort unterhalb Lavone (Taverna) tauchen unter diesem Hauptdolomit die typischen, rothen Val Sabbia-Schichten auf (sie führen hier nach Curioni Gyps), aber bereits oberhalb des Eisenhammers von Tavernole erhebt sich, flach nördlich fallend, wieder Muschelkalk aus der Thalsohle und bildet die Felspartien am Eingange des Val Marmentino. Zwischen ihm und dem Hauptdolomit der Höhen bleibt ziemlich wenig Raum, es dürfte sich bei genauer Begehung der Abhänge aber doch alles Zwischenliegende, wenn auch wenig mächtig entwickelt, nachweisen lassen, wofür insbesondere die Ansicht der von Tavernole gegen den Hauptdolomit des Castello dell'Asino hinaufziehenden Kante (von oberhalb des Eisenhammers gesehen) spricht. Man vergleiche hier übrigens die Mittheilungen F. v. Hauer's über Val Marmentino.

Viel schneller als der Muschelkalk sich nördlich von Tavernole aus der Thalsohle erhoben hat, taucht er südlich von diesem Orte wieder unter dieselbe hinab. Schlägt man aber von Tavernole den Weg nach Cimmo ein, so zeigt sich ein sehr auffallendes Ansteigen des Muschelkalkes nach dieser Richtung. Man bewegt sich bei diesem Anstiege beständig in den oberen Partien des Muschelkalkes, sieht allerdings nur wenig anstehendes Gestein, dagegen sind die Abhänge übersäet mit Blöcken und Schollen der wohlbekannten knolligen Cimegokalke, der schwarzen, cephalopodenreichen Kalke von Prezzo und der kieseligen Buchensteiner Knollenkalke. Unterhalb der unteren Häusergruppe von Cimmo befindet sich ein Aufschluss im Cimegokalke, im

oberen Cimmo stehen noch Buchensteiner Kalke an und selbst noch weiter bergan trifft man zahllose Stücke von Oberem Muschelkalk, der auch hier petrefactenreich ist. E. v. Mojsisovics nennt von Cimmo bereits *Ptychites gibbus* und *Ceratites* (*Meekoceras*) *Ragazzonii*, auch *Cer. brembanus* tritt hier auf sowie *Balatonites euryomphalus* oder Verwandte, an den Durchschnitten im abgewitterten Gestein leicht kenntlich; die charakteristische *Rhynchonella cfr. Toblachensis Lor.* fehlt ebenfalls nicht. Die Fossilien sind aber nicht so leicht aus dem Gesteine zu lösen wie in Judicarien, dieselben wittern vielmehr theilweise aus, wie am Monte Puneral, in Val Sabbia und auch schon am Dossalto.

Wengener Daonellenschichten konnte ich weiterhin am Anstiege nicht beobachten, die Verhältnisse am Sattel gegen Pezzoro sind überhaupt sehr unklare. Erst südlich von dieser Stelle hebt sich eine mächtige Kalkmasse in zusammenhängenden Abstürzen heraus, darüber in der Position der Prati Cunegondi und Prati di Caregno eine weiche Terrasse mit Wiesengründen, den rothen Schichten von Raibler Facies entsprechend und über ihr der Hauptdolomit der Nistola-Kette. Es ist aber zu bemerken, dass jene rothen Schichten unter Monte Nistola sich durchaus nicht im Entferntesten mit der Mächtigkeit der betreffenden Schichten des Val Sabbia messen können, sondern vielmehr an jene des Val Berga bei Bagolino erinnern, unter denen ja auch eine mächtiger entwickelte Kalkmasse, jene des Dossalto-Gipfels, liegt. Der Kalkabsturz unterhalb der Prati Cunegondi besteht — wie am Dossalto — aus hellen, zum Theile groboolitisch bis riesenoolitisch ausgebildeten Kalken. Oberhalb Cesovo senken sich diese Kalke in einer ganz auffallenden Weise hinab gegen das Mella-Thal, entsprechend dem hervorgehobenen Ansteigen des Muschelkalkes von Cimmo-Tavernole und in Uebereinstimmung mit dem Umstande, dass jenseits der Mella (östlich) ihre Aequivalente (soweit sie in den weicheren Gesteinsmassen, die zwischen dem Muschelkalke von Brozzo und dem Hauptdolomite des Corno di Sabbia liegen, überhaupt nachweisbar sind) in weit tieferer Höhenlage auftreten. Hat man beim Abstiege gegen Cesovo die Abstürze der Esinokalke über sich gelassen, so betritt man sofort die sehr mächtig entwickelten Wengener *Lommeli*-Schichten in Verbindung mit doleritischen Sandsteinen und Eruptivmassen; in ihrem Liegenden folgen unmittelbar unterhalb Cesovo Buchensteiner Kalke, sodann die Zone des *Cerat. trinodosus* (auch hier sicher nachzuweisen) und unterer Muschelkalk bis Brozzo hinab. Nahe oberhalb Brozzo zieht eine deutliche Wölbung durch den Muschelkalk; der nördliche Flügel senkt sich flach gegen Nord, und man erreicht daher am Wege von Brozzo gegen Tavernole an dem grossen Westbuge der Mella halbwegs zwischen beiden Ortschaften abermals das höhere Niveau der Terebratelbänke von Cimego an einer Stelle, die bereits von Escher (Val Bazzo), v. Hauer (halbwegs zwischen Brozzo und Tavernole), und Curioni (Ponte per Canello) erwähnt wird. Nahe darüber folgt, wenig aufgeschlossen aber sicher erkennbar, gerade an einem Punkte, an welchem ein schmaler Fussweg beginnt, der obere Muschelkalk, sodann Buchensteiner Kalk in typischer Entwicklung mit einer scharfen Knickung seiner Schichten, deren Axe etwa nordsüdlich verläuft. Die

Lommeli-Schichten sind hier nicht aufgeschlossen, jenseits der Mella dürften sie sicher nachzuweisen sein, während eine schroffe Felswand, die sich jenseits aus dem tieferen Gehänge heraushebt, kaum etwas anderes sein kann als eine plötzliche linsenförmige Anschwellung der Riffkalkausläufer des Monte Nistola; gegen Süd und Südost zieht diese Wand als schwacher Kalkabsatz fort und hängt vielleicht mit jener „*Dolomia metallifera*“ zusammen, die Curioni aus Val Lodrino vom rechten Ufer des Torrente Serraduch erwähnt; gegen Norden scheint sich dieser Kalk noch schneller auszuspitzen, so dass oberhalb Tavernole die verticale Distanz zwischen oberem Muschelkalke und Hauptdolomit, wie schon bemerkt, eine minimale wird. Es ist sehr überraschend zu sehen, um wie viel tiefer der Hauptdolomit des Corno di Sabbia am linken Mella-Ufer als jener des Monte Nistola am rechten Ufer liegt.

Es kann das, wie schon erwähnt, zum Theile allerdings auf Rechnung des Fehlens des Esinokalkes im Osten gesetzt werden, zum grossen Theile liegt es aber an dem allgemeinen Ansteigen der Schichten gegen Westen. Wenn Oberbergrath v. Mojsisovics hierin einen „Schichtenfall“ sieht [1]), so dürfte dies in diesem bestimmten Falle heissen, dass dieses Ansteigen schon vor Ablagerung der Wengener Schichten existiren musste und die ungleichmässige Entwicklung der Riffkalke würde ihren Erklärungsgrund eben darin finden. Allerdings ist zu beachten, dass eine solche präexistirende Ungleichheit der Unterlage als Grundbedingung heteropischer Ausbildung in jedem einzelnen Falle äusserst schwer zu beweisen ist, vielmehr die Wahrscheinlichkeit einer solchen für jeden bestimmten Fall eben auch nur aus dem wirklichen Vorhandensein jener ungleichmässigen Entwicklung der Sedimente zu erschliessen sein wird, womit die Denkbarkeit und Berechtigung einer solchen Erklärungsweise übrigens durchaus nicht angefochten werden soll. Jedenfalls sind die natürlichen Verhältnisse gerade hier solche, die zu ähnlichen Untersuchungen führen müssen. Ganz nahe liegt es insbesondere, die verschiedenen Mächtigkeitsverhältnisse und sonstigen lithologischen Unterschiede, welche sich innerhalb des Complexes der „Schichten von Raibler Facies“ bemerkbar machen, auf ungleiche Unterlage zurückzuführen, und in diesem Falle ist es eigentlich ziemlich klar, dass beispielsweise zwischen jenen Ablagerungen, die sich zunächst über den mächtigen Kalkmassen des Esinokalks am Fusse des Nistola oder des Dosso alto und jenen gleichaltrigen, die sich über den geringmächtigen Aequivalenten dieser Kalke im Val Sabbia oder Val Lodrino absetzten, bereits recht durchgreifende Unterschiede in der Ausbildung und Mächtigkeit sich einstellen konnten. Gleichermassen wird man berechtigt sein, auch weiter zurückzuschliessen und die verschiedene Ausbildung eben jener Riffkalke wieder von deren Unterlage für abhängig zu erachten. Thatsächlich zeigt ja auch der ihnen als Basis dienende Complex der Schichten mit *Daonella Lommeli* an oft recht nahe liegenden Punkten bereits ganz ansehnliche Verschiedenheiten in

---

[1]) Um Missverständnissen vorzubeugen, sei bemerkt, dass Oberbergrath v. Mojsisovics unter „Schichtenfall“ im Allgemeinen dasjenige versteht, was man sonst auch „Kniefalte“ genannt hat.

Mächtigkeit und Ausbildung. Man kommt also auch auf diesem Wege zu der von v. Mojsisovics' gegebenen Erklärungsweise für die heteropische Ausbildung der Wengener Schichten im Val Trompia zurück.

Der Weg von Bovegno über das Santuario di Predonte nach Pezzazole ist schlecht aufgeschlossen. Bis über die Kirche hinauf, von der Strasse im Thale angefangen, beobachtet man nur Eruptivgesteinsmassen. Vom Santuario gegen die Sattelhöhe findet man Schichten vom Charakter der rothen Val Sabbia-Schichten, die an einer Stelle am Sattel selbst steil gegen Nord einfallen. Von da hinab gegen Pezzazole bewegt man sich in Gehänge- und Glacialschuttmassen, die grösstentheils aus Muschelkalk bestehen. Zwischen Pezzazole und Lavone hat man an der linken Thalseite unteren Muschelkalk, der vielfach gestört ist, vorherrschend aber in Süd oder Südost einfällt, unmittelbar oberhalb Lavone liegt Cimegokalk in Spuren darüber; das wäre also auch von dieser Seite die Unterlage der Halobien-Schichten von Ajale.

Vom Ponte d' Ajale gegen das Nordgehänge des Castello dell' Asino ansteigend, beobachtet man nur *Lommeli*-Schichten; über ihnen ist Alles vom Dolomitschutte überrollt, unter welchem erst viel weiter östlich grosse Massen der rothen Val Sabbia-Schichten mit viel Eruptivgestein zum Vorschein kommen. Sie scheinen von Navono-Marmentino herüberzuziehen. Der Abhang des Legone ist, wie schon erwähnt, unzweifelhaft Muschelkalk, die Fortsetzung der Muschelkalkberge nördlich von der Linie Ono-Avenone. Von da hinab gegen Val Irma sind keine Aufschlüsse vorhanden, noch östlich von Magno im Val Irma aber ist auch in der Thaltiefe das rothe Niveau von Val Sabbia mächtig aufgeschlossen und zwar an beiden Thalseiten. Die Annahme, die kleine Kalkplatte von Magno entspreche dem Riffkalke (*Dolomia metallifera*), drängt sich von selbst auf. Dieser Kalk scheint etwa in SSO unter jene rothen Schichten einzufallen, unterhalb (südlich) von Magno im Irmathale, also sicher im Liegenden jenes Kalkes, fehlen jene rothen Schichten bereits und nur die schwarzen *Lommeli*-Schiefer und dunklen „doleritischen" Sandsteine sind vorhanden. Betrachtet man die sehr ausgedehnten Aufschlüsse der *Lommeli*-Schichten am linken Mella-Ufer unterhalb Magno, in welchen Aufschlüssen jede Spur der rothen Val Sabbia-Schichten fehlt, so wird man sich des Eindruckes nicht erwehren können, dass es sonderbar zugehen müsste, wenn beide Schichtcomplexe nicht völlig scharf getrennte Niveaus wären.

Eine so constante Merkmale besitzende Schichtgruppe, wie die *Lommeli*-Schichten, kann im Fortstreichen auf die Distanz von 1 Kilometer unmöglich sich in so greller Weise umwandeln, wie man dies annehmen müsste, wollte man die Schichten östlich und westlich unterhalb Magno für nicht wesentlich verschiedenartige Horizonte ansehen. Der rothe Complex des Val Irma nimmt aber auch hier wie anderwärts ein höheres Niveau ein, und liegt höchstwahrscheinlich über dem Kalke von Magno (man vgl. hier auch Escher), während die *Lommeli*-Schichten darunter gelagert sind. Zu diesem Resultate müsste man,

wie ich glaube, auch dann kommen, wenn man die Verhältnisse im Val Sabbia nicht kennen würde. Im Uebrigen sind die Aufschlüsse im Val Irma, wie schon hervorgehoben, sehr ungenügende, und die Störungen (vgl. Val Marmentino) gewiss aussergewöhnlich grosse. Eine Ausnahme macht nur der prächtige Gipfel des Mte. Ario, der ohne Zweifel sich als die vollkommenste Fortsetzung der Schichtfolge des das Val Dignone überragenden Corno di Po herausstellen wird. Auch die äusserste Spitze des Mte. Ario dürfte noch aus Hauptdolomit bestehen.

Wenn man von den zahlreichen Unregelmässigkeiten absieht und die Aufschlüsse des Val Trompia von einem etwas schematisirenden Standpunkte betrachtet, so scheint es, dass man es hier mit drei verschiedenen Aufbruchswellen zu thun habe, die ihrem Wesen nach so ziemlich mit dem Baue der in den Südalpen allgemein verbreiteten Kniefalten mit steil gestelltem Südflügel übereinstimmen werden. Es lassen sich im Thalprofile der Mella recht gut drei Stellen stärker südlichen Einfallens, welche den jeweiligen südlichen Flügel der drei Anticlinalen repräsentiren dürften, unterscheiden. Die nördlichste liegt in der Richtung Irma—Ajale—Lavone und entspricht der Randzone triassischer Ablagerungen gegen die Aufbrüche des alten Gebirges; die mittlere besitzt die Richtung Tavernole—Marmentino, die südlichste verläuft über Marcheno—Lodrino; jeder derselben scheint gegen Osten eines der drei Seitenthäler (Val Irma, Val Marmentino, Val Lodrino) zu correspondiren; zwischen denselben liegen trennende Hauptdolomitrücken. Zwischen je zweien dieser Stellen mit stark südlichem Einfallen erscheint in der Tiefe des Hauptthales älteres Triasgebirge mit vorherrschend flachem Einfallen gegen Norden. An der westlichen Seite des Hauptthales scheinen gänzlich abweichende tectonische Verhältnisse zu herrschen, doch reichen meine Beobachtungen hier nicht aus. Es sollte hier auch nur gezeigt werden, dass die geologischen Verhältnisse des Val Trompia, was die triassischen Ablagerungen anbelangt, vollkommen dieselben sind, wie jene des Val Sabbia, und dass alle im Val Sabbia unterschiedenen Schichtcomplexe in's Val Trompia in derselben Ausbildung hinüberreichen. Von den bunten Val Sabbia-Schichten wird man bei flüchtigem Besuche des Hauptthales der Mella allerdings nicht viel, vielleicht gar nichts, zu sehen bekommen; nichtsdestoweniger existiren dieselben auch hier und nehmen dasselbe stratigraphische Niveau ein, wie östlicher. Gerade in den östlichen Seitenthälern besitzen sie nach Curioni grosse Verbreitung, in Val Irma habe ich sie selbst gesehen. Die scheinbar widersprechenden Angaben über Val Marmentino würden eine genaue Untersuchung dieses Thales erwünscht machen.

Es ist vielleicht nicht überflüssig, wenn hier eine Uebersicht der in den fossilführenden Horizonten der judicarischen und ost-lombardischen Trias auftretenden Cephalopodenfauna angeschlossen wird. Dieselbe ist auf Grundlage des neuesten Werkes von E. v. Mojsisovics: Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz (X. Bd. der Abhandl. d. k. k. geol. R.-A., Wien 1882) zusammengestellt.

1. Unterer Muschelkalk und Brachiopodenkalk.

Ceratites binodosus F. v. Hauer. Im schwarzen Plattenkalke des Dossalto mit *Daonella Moussoni;* im Brachiopodenkalke von Ponte di Cimego, Dossalto, zwischen Marcheno und Brozzo; (sonst zu Piazza di Valbrembana).
Ceratites Loretzi Mojs. Nördlich oberhalb Por bei Creto.
Ceratites Fuchsi Mojs. Fraglich vom Monte Gajola di Roncone.
Ceratites cimeganus Mojs. Ponte di Cimego, Malga la Valino.
Balatonites balatonicus Mojs. Unterhalb Nozza im Val Sabbia.
Acrochordiceras spec. Unterhalb Nozza; Dossalto.
Meekoceras cadoricum Mojs. ? Ponte di Cimego.
Ptychites domatus (Hauer) Mojs. Ponte di Cimego.
Ptychites dontianus (Hauer) Mojs. Nozza; fraglich ober Breguzzo.

2. Oberer Muschelkalk („Kalk von Prezzo").

Ceratites Varisci Mojs. Strada; (Lenna).
„ *Comottii Mojs.* Prezzo? (Lenna).
„ *aviticus Mojs.* SO von Prezzo (Cologna gegenüber), Monte Stablel, Malga la Valino; (Lenna).
„ *Riccardi Mojs.* Strada, Dos dei Morti, Dosso alto, Fucina sotto Zapelli.
„ *trinodosus Mojs.* Prezzo, Strada, Breguzzo, Dosso dei Morti, Cimmo im Val Trompia, Dossalto, Fucina sotto Zapelli (im Val Dignone), Monte Legone; (Schilpario?, Lenna, Besano).
„ *Beyrichii Mojs.* Am Chiese unterhalb Prezzo südlich; (Lenna).
„ *brembanus Mojs.* Strada, Monte Stablel, Chiese unterhalb Prezzo S, Cimmo.
„ *gosaviensis Mojs.?* Fraglich N von Por; (Lenna, Besano).
Balatonites euryomphalus (Ben.) Mojs. Prezzo, Strada, Monte Stablel, Monte Gajola, Forcella di Dossalto, Dossalto gegen Val Berga, Fucina sotto Zapelli, (Val Camonica, Besano).
„ *arietiformis Mojs.* Prezzo; (Besano).
„ *prezzanus Mojs.* Prezzo, Strada, Doss dei Morti, Monte Stablel.
„ *stradanus Mojs.* Strada, Dosso dei Morti.
„ *Meneghinii Mojs.* Dosso dei Morti.
Longobardites (Norites) breguzzanus Mojs. Prezzo, Breguzzo.
Megaphyllites sandalinus Mojs. Oestlich unter Monte Penna.
Norites gondola Mojs. Dosso dei Morti.
Meekoceras reuttense (Beyr.) Mojs. Prezzo.
„ *Beneckei Mojs.* Prezzo, Strada, Dosso dei Morti, Breguzzo.
„ *Ragazzonii Mojs.* Prezzo, Strada, Monte Stablel, Cimmo.
Ptychites evolvens Mojs. Prezzo, Malga la Valino.
„ *gibbus (Ben.) Mojs.* Prezzo, Strada, Cimmo; (Lenna).

Nautilus Tintorettii Mojs. Prezzo, Strada.
„ *quadrangulus Beyrich.* Monte Stablel; (Lenna).
Orthoceras spec. Prezzo.

3. Buchensteiner Kalk.

Ceratites hungaricus Mojs. Zwischen Strada und Bersone.
„ *Boeckhii Roth.* N. unter Prezzo (untere Grenze der Buchensteiner Schichten).
„ *Hantkeni Mojs.* N. unter Prezzo (untere Grenze der Buchensteiner-Schichten).
„ *Zezianus Mojs.* Cimmo und Costa Caré im Val Trompia.
Arpadites aff. Arpadis Mojs. Ponte d'Ajale, Marcheno.
Trachyceras Chiesense Mojs. N. unter Prezzo (oberere Buchensteiner Schichten).
„ *Reitzi (Boeckh) Mojs.* N. unter Prezzo.
„ *recubariensis Mojs.* N. unter Prezzo.
„ *Curionii Mojs.* Marcheno, (Schilpario).
„ *margaritosum Mojs.* Lavone im Val Trompia.
Arcestes trompianus Mojs. Prezzo, Dossalto, Marcheno, etc.
„ *cimmensis Mojs.* Cimmo.
„ *marchenanus Mojs.* Marcheno etc.
Norites aff. gondola indet. Unterste Bänke des Buchensteiner Kalkes bei Prezzo N.
Ptychites angustoumbilicatus (Boeckh) Mojs. Dosso alto.

4. *Daonella-Lommeli*-Schichten.

Arpadites Szaboi Boeckh. Prezzo.
Trachyceras rutoranum Mojs. Zwischen Cornovecchio und Monte Fistolo.
„ *doleriticum Mojs.* Daonellenkalk von Prezzo; Dosso dei Morti, Passo al Frate; (Schilpario).
„ *julium Mojs.* Daonellenkalk von Prezzo.
„ *Neumayri Mojs.* Daonellenkalk von Prezzo; (Schilpario).
„ *clapsavonum Mojs.* Daonellenkalk von Prezzo.
„ *judicaricum Mojs.* Daonellenkalk von Prezzo; (zwischen Pisogne und Toline; Schilpario).
„ *Archelaus Laube.* Daonellenkalk von Prezzo; (Schilpario).
„ *ladinum Mojs.* Daonellenkalk von Prezzo; Loni im Val Dignone; zwischen Ajale und Lavone; (Schilpario).
„ *longobardicum Mojs.* Lavone; Dossalto; (Schilpario).
„ *pescolense Mojs.* Ober Malga Stabolon in Judicarien; Prezzo.
„ *regoledanum Mojs.* Dosso dei Morti, Prezzo, Dossalto, Ponte d'Ajale; (Schilpario).
Celtites epolensis Mojs. Dosso dei Morti; (Schilpario).
Joannites (?) tridentinus Mojs. Prezzo; (Schilpario).
Lobites nov. f. indet. Dosso dei Morti.

Pinacoceras daonicum Mojs. Daonellenkalk von Prezzo.
Lecanites glaucus (Münst.) Mojs. Daonellenkalk von Prezzo.
Monophyllites Wengensis (Klipst.) Mojs. Daonellenkalk von Prezzo; (Schilpario).
Nannites Bittneri Mojs. Daonellenkalk von Prezzo, Dosso dei Morti.
Orthoceras spec. Prezzo u. a. O.

Von der Aufzählung der übrigen Faunenbestandtheile kann umsomehr abgesehen werden, als dieselben noch keine Bearbeitung erfahren haben und daher fast durchaus specifisch unbestimmbar sind. Eine Ausnahme machen nur die Daonellen. Zu der seinerzeit (l. c. pag. 53) von mir gegebenen Verbreitungstabelle der *Daonella Lommeli* sind nun noch die neuen Fundorte am Dossalto, im untersten Val Dignone und am Nordgehänge des Monte Puneral bei Vestone hinzuzufügen. Im Val Trompia ist diese Art bekanntlich ebenfalls häufig zu finden.

Ueber Curioni's Normalprofil am Iseo-See.

Ich habe es für angezeigt gehalten im Anschlusse an die Excursion ins Val Trompia auch das berühmte Profil Curioni's bei Toline-Zone, am Ostrande des oberen Lago d'Iseo, zu besuchen. Es konnte bereits im Aufnahmsberichte (Verhandlungen d. k. k. geol. Reichsanstalt 1881, pag. 269) hervorgehoben werden, dass auch an jener Stelle noch eine vollkommen gleich entwickelte Schichtreihe vorhanden sei, wie in Val Trompia, Val Sabbia und Judicarien. Das Vorkommen von Toline-Zone bot ein specielles Interesse, da von hier die östlichsten sicher als solche constatirten Raibler Schichten der Lombardei bekannt waren, und es sich demnach herausstellen konnte, wie sich dieselben zu den angrenzenden Horizonten verhalten.

Am Fusswege zum Zone-Sattel trifft man südlich, oberhalb Forno di Goveno, zunächst unteren Muschelkalk, der grösstentheils sehr dünngeschichtet ist und lebhaft an die Kalke von Varenna am Comer-See erinnert, deren Hauptmasse gewiss demselben Niveau zufällt. Darüber liegt auch hier typisch entwickelter oberer Muschelkalk (Sch. des *Balat. euryomphalus* und *Cer. trinodosus*) mit Daonellenbänken, sodann Buchensteiner Knollenkalk, ebenfalls in ausgezeichneter Entwicklung (also eine der westlichsten Stellen, an denen dieses Niveau nachgewiesen wurde, noch westlicher dürfte er bisher nur von Schilpario bekannt sein; vergl. v. Mojsisovics, heterotop. Verh. der Triasgebiete in den lombardischen Alpen, und Varisco, Geologie der Provinz Bergamo), ferner mächtige Massen von *Lommeli*-Schichten mit der Daonella selbst und einzelnen Ammoniten. Gegen die Anhöhe von Monte Noale werden die Aufschlüsse ungünstiger, an der Kante östlich oberhalb Toline stehen einige Bänke dunklen Kalkes an, welche den Charakter der Riffkalke in der Entwicklung von Vestone besitzen. Von dieser Stelle angefangen gegen den Uebergang von Zone beobachtet man nur Gesteine von rother und grüngrauer Färbung im Anstehenden, die bunten Schichten von Val Sabbia. Kolossale Massen von Gletscherschutt voll grosser Blöcke krystallinischer Gesteine überdecken noch in dieser Höhe

die Abhänge. Was von tieferen Triasschichten in Blöcken hier am Wege liegt, ist offenbar aus den von Nord herabkommenden Gräben herausgeschafftes Trümmerwerk. Erst am Uebergange gegen Zone trifft man wieder auf bessere Aufschlüsse, und hier stehen zunächst die eigentlichen petrefactenführenden „Raibler Gesteine“ der Localität an, in von NW herstreichenden, sehr steil gegen SW fallenden Bänken von grösstentheils mergeligem Charakter. Sie führen zahlreiche Exemplare von *Gervillia bipartita*, *Myoconcha Curionii*, *Myophoria Kefersteini*, *Modiola spec.* etc. Ist keine Störung zwischen hier und dem Monte Noale vorhanden — und es ist kein Grund vorhanden eine solche anzunehmen — so müssen diese Schichten vom Zone-Sattel das Liegende der zwischen dem Sattel und dem Monte Noale beobachteten Massen von bunten Val Sabbia-Schichten sein. Wenig tiefer, gegen Zone hinab, tritt in ihrem Liegenden ein nur wenige Klafter mächtiger Complex dunkler, dickbankiger, fossilleerer Kalke, ähnlich jenen des Monte Noale auf, und darunter Massen von Sandsteinen, die zum Theile dem doleritischen Sandsteine der *Lommeli*-Schichten entsprechen, zum Theile aber auch eine gewisse Aehnlichkeit mit den bunten Schichten des Val Sabbia besitzen. Weiter hinab gegen Zone fehlen Aufschlüsse, aber vom Friedhofe oberhalb Zone erblickt man im Nordwesten, hoch im Hangenden der bisher durchquerten Complexe, grellroth und grellgrün gefärbte Aufschlüsse am nordöstlichen Ausläufer des Corno a trenta passi herabziehen und über ihnen die liegendsten Partien des Hauptdolomites anstehen. Es entsteht also die Frage: Ist der unter den „Raibler Schichten“ des Zone-Sattels beobachtete dunkle Kalk ein Aequivalent des Riffkalkes respective Esinokalkes des Val Sabbia? Ist er es, so wären (falls nicht hier durch untergeordnete Störungen die Fortsetzung des Profils verschoben oder eine Wiederholung vorhanden ist, was bei einem flüchtigen Besuche nicht zu eruiren war), möglicherweise hier im Complexe der *Lommeli*-Schichten bereits Lagen von einer Ausbildung, die an jene der Val Sabbia-Schichten erinnert, vorhanden. Sollte aber dieser Kalk nicht äquivalent sein den Riffkalk-Ausläufern von Vestone, so liegt er doch auf jeden Fall sammt den ihn unmittelbar überlagernden Mergeln mit der Raibler Fauna mitten in einem mächtig entwickelten Complexe von sandigen und tuffigen Gesteinen, und speciell über ihm folgen noch mächtige Massen solcher Gesteine, die gerade erst in diesen oberen Partien vollständig den Charakter der typisch entwickelten bunten Schichten von Val Sabbia und Val Brembana annehmen. Erklärt man nun die „Raibler-Schichten“ von Zone für wahre Raibler Schichten, so gehören zum mindesten auch noch die bunten Schichten in ihrem Hangenden diesem Niveau an, fasst man aber die bunten Val Sabbia- und Val Brembana-Schichten als Wengener Schichten auf, so gehören umso gewisser die „Raibler-Schichten“ von Zone in das Wengener Niveau, und in Folge dessen gibt es bei Toline-Zone ebensowenig wahre Raibler Schichten, als nach derselben Auffassung in Val Trompia und Val Sabbia. Ueber den bunten Schichten von Zone Toline liegen, wie an mehreren Punkten des Val Sabbia und Val Trompia, Rauchwacken, dolomitische und gypsmergelartige Lagen, sowie Gypslinsen. Ich habe bereits in einem Referate über die geologische Beschreibung der Provinz Bergamo von Prof. Varisco auf den Mangel

aufmerksam gemacht, der darin liegt, dass Prof. Varisco über das gegenseitige Verhalten der bunten Val Brembana-Schichten zu den Gypsen von Dossena, Lovere u. s. f. keine genaueren Nachrichten gibt.

Es bleibt zum Profile von Toline und Zone zu bemerken, dass die Aufschlüsse gegen Toline hinab äusserst ungünstige sind. Das Einfallen ist an den tieferen Gehängen weitaus nicht mehr so steil als auf der Höhe des Kammes, und es dürfte darin ein Uebergang von der steilen Schichtstellung des Zone-Sattels in jene weitaus flachere Lagerung, wie sie jenseits des Sees bei Lovere herrscht, zu erblicken sein. In Folge dessen und der geringen Aufschlüsse sind alle Angaben über die Schichtfolge an den unteren Gehängen bei Toline nur mit grösster Vorsicht aufzunehmen. Auch Curioni's Angaben für diese Punkte sind durchaus nicht so präcis, als vielleicht erwartet werden könnte. Es wäre sogar leicht, aus den wiederholten Darstellungen, die dieser Autor von diesen Localitäten gibt, eine Menge von Widersprüchen herauszulesen.

Während er in der „Successione normale 1855“ über dem Muschelkalke von Goveno bunte „Keuperschichten“ und über diesen Cassianer-Schichten mit *Myophoria Kefersteini* etc. angibt, ist die Sachlage in seiner Arbeit: „Sui giacimenti metalliferi 1863“ etwas anders dargestellt: Ueber den Guttensteiner Kalken oder Muschelkalken (l. c. pag. 12) folgt eine Serie schwarzer Kalke, meist sehr dünnschichtig und ganz ähnlich jenen an der Ostseite des Comer-Sees. Innerhalb dieser Kalke liegen zu Toline in zwei verschiedenen Niveaus Bänke von „*calcare nero bernoccoluto*“. Die höchsten dieser Schichten sind ziemlich mächtig und enthalten Spuren von globosen Ammoniten, Nautilen etc. (Das bezieht sich höchstwahrscheinlich auf die Buchensteiner Kalke). Darüber folgen mergelige schwarze Kalke, manchmal sandig (die *Lommeli*-Schichten!), sodann kalkige Mergel, sprungweise sandig, von Farbe roth, schwarz, grün, und darüber einige Bänke von gelblichem, porösem, zum Theil breccienartigen Dolomits. Darauf fangen die bunten Schichten wieder an, und nach ihnen kommen die cavernösen Dolomite in geringer Mächtigkeit, darüber die gypsführenden Thone von Sodarina; über den Gypsen liegt etwas rothgeaderter Kalk, darüber schwärzlicher, poröser Kalk, der in Klippen bis zum See zieht und Esinofossilien führt, also mit Berücksichtigung dessen, was Curioni unter Esinokalk versteht, schon Hauptdolomit ist. Hier erwähnt also Curioni der fossilreichen Schichten vom Zone-Sattel mit keinem Worte! Die Existenz der cavernösen Dolomite, Gypsmergel und Gypse ist nach ihm nicht constant; dagegen sind, wo jene fehlen, die bunten Thone constant und bilden das unmittelbare Liegende des Esinodolomites, dessen unterste Schichten meist fossilarm sind. Pag. 13 jener Arbeit ist nochmals hervorgehoben, dass unter und über den fossilreichen Bänken der Berge von Toline das „terreno di Gorno“ sich sprungweise in lebhaft roth gefärbte Thone umändert. Deshalb hält Curioni die Berge von Toline für den richtigen Ausgangspunkt, um die Stellung jener immensen Massen von rothen, keuperartigen Mergeln anderer Gegenden festzustellen. Im Osten von Zone ruht das Esinoterrain (Hauptdolomit) nach ihm direct auf diesen rothen Mergeln. In seiner „Geologia“ pag. 168 endlich unterscheidet Curioni über

demjenigen Niveau schwarzer mergeliger Kalke, welches bereits oben als gleichstehend den *Lommeli*-Schichten bezeichnet wurde, noch einige Bänke von Kalk, die er gleichstellt seiner „*dolomia metallifera*". Es dürften dieselben gewiss den von mir erwähnten Kalkbänken entsprechen. Klare Angaben über die höher folgenden Schichten, besonders über das Lager der „Raibler Petrefacten" fehlen auch hier.

Der Vollständigkeit wegen sei noch erwähnt, dass schon Escher, l. c. pag. 108, nach Mousson das Vorkommen von *Encrinus liliiformis* südlich von Pisogne erwähnt, und dass v. Hauer, l. c. pag. 20, aus dem Muschelkalke von Goveno *Encrinus liliiformis*, *Terebr. vulgaris* und (fraglich) *Ceratites binodosus* anführt. Derselbe Autor hebt, l. c. pag. 24, hervor, dass nach Curioni's Angaben bei Toline der „Keuper" den Cassianer Schichten zu entsprechen und darüber Raibler Schichten zu folgen scheinen. Einige Mittheilungen über die Gegend von Zone mit begleitenden Profilen enthält eine kürzlich erschienene Arbeit von Cacciamali und Ragazzoni (Cacciamali: Una gita geologico-alpinistica tra il lago d'Iseo e il lago d'Idro. D. commentari dell'Ateneo di Brescia 1881).

Trotz allen hervorgehobenen Unregelmässigkeiten bleibt das Profil im Osten des Iseo-Sees immerhin einer der schönsten Aufschlüsse in der Kalkzone der Südalpen, und speciell deshalb für die Trias von grösstem Interesse, weil es innerhalb derselben keine Wiederholungen bietet, wie solche vorzüglich in den östlicher angrenzenden Gebieten in der Ordnung sind. Curioni hatte daher gar nicht Unrecht, dasselbe als „Normalprofil" zum Ausgange seiner Untersuchungen über die Aufeinanderfolge der Triasglieder zu wählen. Die tektonischen Verhältnisse dieses Gebietes unterscheiden sich bis auf ihre grössere Einfachheit im Uebrigen nicht von jenen der Aussenzone weiter im Osten; das Triasprofil von Toline-Zone selbst entspricht einer der senkrecht gestellten Partien der Gesammtmasse, oder, wenn man so will, dem senkrechten Mittelschenkel einer nach aussen gewandten Kniefalte, dessen hangenderen Partien noch die prachtvollen Aufschlüsse rhätischer Mergel von Riva di Solto und Val Opol, oberhalb Marone, zu beiden Seiten des Sees zufallen, während in den südlicher vorliegenden Lias-, Jura- und Kreidebildungen bereits eine flachere Lagerung platzgegriffen hat, die endlich am Südwestausläufer des Sees in der Linie Predore-Sarnico abermals in eine geradezu wundervoll aufgeschlossene Kniefalte mit zum Theile überkipptem Südschenkel übergeht; ihr folgt südlicher noch eine Synclinale, deren südlicher Schenkel am Rande der Ebene noch gegen das Innere des Gebirges einfällt. Diese Art der Lagerung und die damit verbundene Ueberkippung der Schichten ist für die Gegend von Sarnico schon von F. v. Hauer (Lombardei, pag. 41) hervorgehoben und geschildert worden, und es hätte diese Stelle daher bereits in meinem Aufnahmsberichte über Judicarien und Val Sabbia (pag. 149) unter den Literaturnachweisen über nach aussen gerichtete Kniefalten und Ueberschiebungen in den Südalpen angeführt werden sollen.

Es ist vielleicht nicht ganz überflüssig, hier darauf hinzuweisen, dass die an der citirten Stelle von mir mitgetheilten Beobachtungen

über die tektonischen Verhältnisse der südalpinen Kalkzone auch ausserhalb der Alpen einige Analoga besitzen, und dass solche Verhältnisse bereits früher in ähnlicher oder in derselben Weise gedeutet worden sind wie dies meinerseits geschehen ist. Und zwar erlaube ich mir an dieser Stelle drei der anerkanntesten Autoritäten unserer Wissenschaft zu citiren: H. D. Rogers, R. J. Murchison und F. v. Richthofen.

H. D. Rogers in seiner „Geology of Pennsylvania" (vol. II, part. II, 1858, pag. 885—916) betont in dem Capitel „On the laws of structure of the more disturbed zones of the earth's crust" die wellenförmige Form aller gefalteten Gebiete, den Parallelismus der Wellen und unterscheidet unter diesen: Symmetrische Wellen, normale Wellen und gefaltete Wellen (folded flexures). Unter diesen sind die normalen Wellen, die einen einseitigen Bau besitzen, die weitaus häufigsten, die gefalteten Wellen aber nur ein vorgeschritteneres Stadium dieser normalen Wellen. Aus ihnen gehen schliesslich die Longitudinalbrüche hervor, welche also das letzte Stadium der Wellen vorstellen. Ausser diesen treten, und zwar noch häufiger, in allen gefalteten Terrains Transversalbrüche ein. Die Longitudinalbrüche sind in jedem Falle nur der Beginn von Ueberschiebungen, von denen je nach der Art des Zerreissens der Welle sechs Fälle denkbar sind.

Diese zuerst an den berühmten Aufschlüssen des Appalachien-Gebirges studirten und festgestellten Grundsätze, welche man geradezu als das tektonische *A-B-C* bezeichnen könnte, sieht Rogers durch eigene Reisen sowohl, wie durch die Erfahrungen Anderer gestützt, und führt zahlreiche Beispiele analogen Gebirgsbaues an aus Grossbritannien und Irland, aus Belgien und den Rheinprovinzen, aus dem Schweizer Jura und aus den Alpen. Die Mehrzahl der Kniefalten des Schweizer Jura speciell sind nach Rogers gegen die Alpen gerichtet, und er deducirt daraus, dass der Schweizer Jura keineswegs durch eine aus Südost, sondern vielmehr durch eine aus Nordwest wirkende Kraft aufgefaltet worden sei (l. c. pag. 901). Prof. Suess in seiner „Entstehung der Alpen", pag. 71, bezieht sich auf diese Ansicht von Rogers, hält dieselbe aber für irrig. Eine erneute Ueberprüfung dieser Frage wäre daher wohl von einigem Interesse, ist wohl auch über kurz oder lang vielleicht um so eher zu erwarten, als ja die Schweiz einen der herrorragendsten Tektoniker zu ihren Geologen zählt. Die Alpen sind für Rogers ein symmetrisch gebautes Gebirge, in dem je einer von den beiden Abhängen (Süd oder Nord) dem ganzen Schweizer Jura oder den ganzen Appalachien tektonisch entspricht.

R. J. Murchison in seinem Werke „Geologische Struktur der Alpen, Apenninen und Karpathen" (1850) acceptirt diese Anschauungen von Rogers nahezu vollinhaltlich.

Ganz ähnliche Grundanschauungen über den Gebirgsbau vertritt F. v. Richthofen bekanntlich schon in seinem Berichte über die Aufnahmen im Kalkgebirge von Nordwest-Tirol (Jahrb. d. k. k. geol.

R.-A. XII, 1862). In seinem neuesten grossen Werke (China II, 1882, pag. 614 ff. „Ueber die Tektonik der Faltungsgebirge von Tshau-tiën") findet sich pag. 620 eine Stelle, die nicht allein deshalb von Wichtigkeit ist, weil sie zeigt, dass v. Richthofen seine diesbezüglichen Ansichten seither kaum merklich geändert hat, sondern auch aus dem Grunde ein ganz besonderes Interesse besitzt, weil sie sich wörtlich auf die tektonischen Erscheinungen der lombardisch-venetianischen Kalkalpen anwenden lässt. Sie lautet: „Die Wirkung des gestaltenden Vorganges bestand darin, dass das ältere Schichtgebirge in langgedehnte, von WSW nach ONO streichende und nach SSO überbogene Falten gelegt wurde. Dieselben erinnern an die regelmässigen Faltenzüge im nordwestlichen Tirol. Wie nun bei diesen der Druck und die Bewegung von derjenigen Seite erfolgten, nach welcher die Schichten einfallen, so werden wir auch hier den Druck als von NNW herkommend annehmen können."

Jüngere, mesozoische Bildungen am Aussenrande der Brescianer Alpen.

Ein typisches Profil des brescianischen Lias, wenn auch nur flüchtig, kennen zu lernen, war für mich für den Vergleich mit der Lias-Entwicklung von Val Ledro und jener der veronesischen Voralpen von höchstem Interesse. Das Profil von Guzzago im NW von Brescia und die Begehung der Umgebungen von Virle-Rezzato boten mir Gelegenheit, die wichtigsten Horizonte dieser Ablagerungen zu sehen. Im Profile von Guzzago sind besonders die oberen Horizonte vorzüglich aufgeschlossen. Etwas unterhalb Caregadore (oberhalb Navezze) stehen zu beiden Seiten des Thales Medolo-Schichten an, in Steinbrüchen ausgebeutet, nach Prof. Cav. Ragazzoni, der mich auf diesem Ausfluge zu begleiten so freundlich war, nicht arm an den typischen Ammoniten.

Bei Caregadore beginnt die Strasse am rechten Gehänge in Zickzacklinien anzusteigen und schneidet dabei fortwährend das Gestein an. Es stellt sich hier über dem eigentlichen Medolo ein ziemlich unregelmässig geschichtetes, zum Theil klotziges, sehr oft breccienartig ausgebildetes Gestein ein, welches in seinen untersten Partien hie und da glatte Spiriferinen, höher zahlreiche verkieselte Auswitterungen von Schwämmen, Korallen, Rhynchonellen, Pentacriniten u. s. f. führt. Unter den Rhynchonellen stimmen einzelne vollkommen überein mit den häufigsten Arten der „Rhynchonellenschichten" von Val Ledro und der „gelben Kalke" von Verona; es sind *Rh. Vigilii* und *Rh. Clesiana Leps.* Gegen das Hangende stellen sich in immer zunehmender Häufigkeit wieder vorherrschend mergelige, splitterige Schichten und Hornsteinlagen, sowie abermals Bänke vom Aussehen des brescianischen Medolo ein, in welchen noch Ammonitendurchschnitte zu bemerken sind; noch höher werden die feuersteinführenden Lagen regelmässiger, der ganze Complex dünnschichtig und in grünlichgrauen

Zwischenlagen zeigen sich kleine Posidonomyen neben Ammoniten aus den Gattungen *Phylloceras* und *Harpoceras*, von denen die letzteren trotz starker Verdrückung eine auffallende Verwandtschaft, wenn nicht Identität mit *Harpoceras bifrons* erkennen lassen. Diese Fauna liegt somit bestimmt über der Vertretung der Südtiroler Rhynchonellen-schichten oder innerhalb der oberen Abtheilung dieser, da eine scharfe Grenze nirgends zu ziehen ist, und ihre Gesteine reichen in ganz gleichartiger Entwicklung bis unter den Beginn der höher folgenden Hornsteinmassen und Aptychenschiefer. Noch ganz nahe unter diesen oberjurassischen Hornsteinlagen treten im Profile von Guzzago ganz besonders grosse Posidonomyen auf. Die Hornsteine und Aptychen-schiefer entsprechen ohne Zweifel jenen des Val Ledro und der Gaver-dina; darüber folgt die lombardische „Majolica", deren unterer Theil dickbankig ist und aller Wahrscheinlichkeit nach die Diphyakalke vertritt.

Nicht so günstig für die oberen Niveaus sind die Aufschlüsse im Osten von Brescia, wo indessen wieder die tieferen Liasglieder eine bedeutende Oberfläche einnehmen. Die Aufschlüsse des Thales von Botticino sind durch Ragazzoni, Curioni und v. Hauer bekannt geworden (vergl. F. v. Hauer Lombardei). Die von dem Letztgenannten mitgetheilte Gliederung (in Corna, Saltrio, Corso, Medolo, Jura-Horn-steine und Aptychenkalke, jurassische Majolica) ist seither durch die fortgesetzten Untersuchungen Ragazzoni's nur an der oberen Grenze des Lias ein wenig modificrt worden, indem der „Medolo" eine weitere Unterabtheilung erfuhr. v. Hauer charakterisirt den „Medolo" fol-gendermassen: „Mergeliger Kalkstein mit Hornstein, gelblich oder grau. In den grossplattigen unteren Schichten desselben verkieste Lias-ammoniten." Seither hat sich Ragazzoni bewogen gefunden (man vergl. die von Lepsius mitgetheilte Gliederung) im „Medolo" zwei Niveaus zu unterscheiden, ein unteres, den eigentlichen „Medolo," mit der Fauna von Domero, Castello di Brescia u. s. f., und ein oberes, bestehend aus jenen Hornsteinkalken des Profils von Guzzago, mit Pentacriniten, Terebrateln und Rhynchonellen, welches bereits von Lepsius mit vollem Rechte für gleichaltrig mit den „Rhynchonellen-Schichten" oder Bilobataschichten Benecke's erklärt wurde. Zwischen diesen Rhynchonellen-Schichten und der unteren Grenze der höher folgenden bunten Hornsteinmassen liegt aber bei Brescia noch ein ziemlich ansehnlicher Complex, dessen Entwicklung bei Guzzago im Voranstehenden angedeutet wurde. Da seine tieferen Partien wenigstens noch Ammoniten von liassischem Habitus führen, und da die Fauna des „Medolo" selbst entschieden mittelliassische Formen enthält, so dürfte in jenen Schichten über den Rhynchonellenkalken wohl noch der oberste Lias repräsentirt sein. Das könnte umso weniger über-raschen, als auch die Bifrons-Schichten von Tenno bei Riva, wie ich Verh. 1881, pag. 272, vollkommen sicher nachgewiesen zu haben glaube, über den gelben Kalken und Oolithen des Monte Baldo, die den Rhyn-chonellen-Schichten von Brescia und Ledro entsprechen, liegen. Wenn es sich also durch die Untersuchung der Fauna der ammonitenführenden Mergelschiefer über den Breccienkalken von Guzzago herausstellen

sollte, woran ich kaum zweifeln kann, dass diese Fauna thatsächlich noch dem obersten Lias zufällt, so würde ein weiterer, wichtiger Vergleichungspunkt zwischen der veronesischen und brescianischen Liasentwicklung gewonnen sein. Interessant ist auch das Auftreten der Posidonomyen bei Brescia, welche in dem gesammten Complexe zwischen den breccienartigen Hornsteinkalken mit der Rhynchonellenfauna und der Basis der bunten oberjurassischen Hornsteine gleichmässig verbreitet zu sein scheinen. Sie sind bereits von Curioni zu wiederholten Malen als *Posidonomya Bronni* aufgeführt worden. Wenn man diesen Namen auch für die in den tieferen Lagen auftretenden Formen als berechtigt anerkennen möchte, so liegt es doch nahe, für die nahe unter den Hornsteinen liegenden an eine Beziehung zu den nur durch die Breite des Garda-Sees getrennten Vorkommnissen der Klausschichten zu denken. Sind im Brescianischen überhaupt Aequivalente dieser Schichten vorhanden, so müssen sie in dem angedeuteten Niveau zu suchen sein. Die Posidonomyen allerdings dürften wohl schwerlich ein geeignetes Element für die Niveaubestimmung abgeben. Ihr Auftreten dürfte kaum an eine einzige Schicht gebunden sein, ebenso wenig wie das der Halobien innerhalb der Hallstätter Marmore, mit denen ja, was die Facies anbelangt, die bunten Marmore der Murchisonae- und Klausschichten nahezu vollkommen übereinstimmen. Ich habe bereits, Verh. 1878, pag. 401, darauf hingewiesen, dass auch einzelne Bänke des Murchisonae-Niveaus von S. Vigilio aus winzigen Posidonomyenschalen oder Zerreibsel solcher zu bestehen scheinen, und es könnte daher kaum überraschend sein, wenn man auch ausserhalb der engbegrenzten Zone der Klausschichten die *Posidonomya alpina* oder derselben sehr nahestehende Formen finden würde, ebenso wie die brescianischen Posidonomyen vielleicht durch mehrere Horizonte hindurchgehen.

Die Basis des Lias von Brescia, das Niveau der „Corna," welches als dickbankiger, weisser, oder doch vorwiegend hellgefärbter Kalk, sehr oft auch als Dolomit entwickelt ist und eine sehr bedeutende Mächtigkeit besitzt, fällt ganz bestimmt zusammen mit dem von mir im Val Ledro und in der Gaverdinagruppe ausgeschiedenen „Grenzdolomit," jenem Gebilde zweifelhaften Alters, das sich zwischen Rhät und Lias einschiebt. Auch die brescianische „Corna" ist äusserst fossilarm, im Thale oberhalb Virle bemerkt man in ihren Bänken einzelne Korallen und Durchschnitte grosser Gastropoden. Der sogenannte „Saltrio", das nächstfolgende Glied, ist so geringmächtig, dass er leicht übersehen werden kann. Der „Corso" präsentirt sich auf den Höhen von Virle und Rezzato als buntgefärbter, dünnschichtiger und kleinknolliger, in grossen ebenen Platten brechender Kalk, äusserst ähnlich den Knollenkalken des *Ammonitico rosso* und der Scaglia im Veronesischen. Er ist hie und da reich an nicht schlecht erhaltenen Ammoniten. Schon Lepsius parallelisirt ihn mit den tieferen, dunklen Liaskalken von Ledro. Auch bei Brescia soll er stellenweise dunkelgefärbt auftreten. Zittel citirt aus „Corso" von Brescia die *Terebratula Rotzoana* (vergl. Centralappeninen pag. 137). Eine vergleichende Uebersicht der brescianischen, judicarischen und veronesischen Lias- und Jura-Entwicklung würde sich gegenwärtig etwa folgendermassen darstellen :

Brescia	Ledro und Gaverdina	Verona
Kreide-Biancone (obere Majolica)	Kreide-Biancone	Kreide-Biancone
Diphya-Kalk (untere Majolica)	Diphya-Kalk	Diphya-Kalk *Acanthicus*-Schichten *Transversarius*-Schichten } Knollenkalkentwicklung (*Ammonitico rosso*)
Calcare silicifero und Aptychenschiefer	Bunte Hornsteine und Aptychenschiefer	
Hornsteinkalke und Mergel mit Posidonomyen, in den liegenderen Bänken Posidonomyen und Harpoceraten vom Typus des *Harpoceras bifrons*	Dunkle Bänderkalke und Mergel von Val dei Concei	Bunte Marmor-Entwicklung (*Curviconcha*-Sch. Benecke's): Klaus-Sch. mit *Posidonomya alpina*-Lumachelle *Sauzei*-Sch.? } bei Torri *Murchisonae*-Sch. } bei Torri *Bifrons*-Sch. bei Tenno — *Macrocephal*-Sch.? } bei Erbezzo ? Klaus-Sch. mit *Steph. rectelobatum* v. Hauer } bei Erbezzo ? Oberste Niveaus der gelben Kalke und Oolithe mit Korallen und Gastropoden (Fauna v. Resentera)
Kieselkalke, z. Th. breccienartig mit *Rhynch. Clesiana* und *Rh. Vigilii Leps.* und Pentacriniten	Rauhe Hornsteinkalke mit *Rhynch. Vigilii* und *Clesiana Leps.* und Pentacriniten	Hauptmasse der Oolithe von S. Vigilio und der „gelben Kalke" mit *Rhynch. Vigilii* und *Clesiana Leps.* und Pentacriniten-Bänken (Bilobata-Sch. Benecke's)
„Medolo" mit der Fauna von Domero und Castello di Brescia	„Medolo" mit der Fauna von der Glera di Val dei Concei	„Graue Kalke" mit der Flora von Rotzo und Rovere di Velo etc. und der Fauna von Sega di Noriglio (*Terebratula Rotzoana* und *Renieri*, *Megalodon pumilus* u. a. A. *Gervillia mirabilis Leps.* etc.)
„Corso" von Brescia, z. Th. als Knollenkalk mit Ammoniten	Graue, hornsteinreiche Kalke der Gaverdina mit *Ariet. hungaricus*	
„Saltrio" mit Spiriferinen	? Brachiopodenbänke von Ledro	? Spiriferinenlager von Mori und Loppio
„Corna" von Brescia, mächtiger, z. Th. dolomit. heller Kalk	„Grenzdolomit" von Ledro und Gaverdina	Helle Kalke und untere Oolithe (Lager der *Gervillia Buchii Zigno?*)
Lithodendronkalk mit *Terebr. gregaria* und *Spiriferina uncinata*	Lithodendronkalk mit Bänken voll *Terebrat. gregaria*	Petrefactenreicher Dolomit des Monte Baldo und des Monte Porto bei Campo fontana (*Ter. cfr. gregaria*, *Spirifer. cfr. uncinata*)
Fossilreiche Kössener Mergel	Fossilreiche Kössener Mergel	? Dolomit in Vertretung des Kössener-Mergel?
Hauptdolomit mit *Gervillia exilis* und *Turbo solitarius*	Hauptdolomit mit *Gervillia exilis* und *Turbo solitarius*	Hauptdolomit mit *Gervillia exilis* und *Turbo solitarius.*

Nordöstlich von Virle nimmt die „Corna" eine bedeutende Oberflächenausbreitung an. Sie bildet fast ausschliesslich die wasserlosen, karstartigen Höhen zwischen dem Rande der Ebene und der ersten höheren Bergkette des Monte Dragoncello und der Tre Cornelli. Ihr Einfallen ist grösstentheils gegen das Gebirge gerichtet. Erst in der flachen

Mulde, nahe dem Südfusse der erwähnten Bergkette, in der Umgebung von Serle und Villa di Serle, lagern sich ihr jüngere Schichtglieder auf, die aber jedenfalls wenig mächtig entwickelt sind. Curioni hat einige Nachrichten über den Lias dieser Gegend. Zwischen Tese und Gorbettone erreicht man bereits schlecht aufgeschlossene oberjurassische Hornsteine. Zwischen Gorbettone und Castel Serle gelangt man nochmals in tieferliegende Niveaus, und auch hier finden sich nahe unterhalb der bunten Hornsteine in zerreiblichen, kieseligen Mergelschiefern die grossen Posidonomyen des Profils von Guzzago. Von da gegen Westen gestalten sich die Lagerungsverhältnisse so, dass die von den Bergen von Virle—Rezzato (Monte Fratte etc.) flach gegen N, NW und W abfallenden Schichten an der Dragoncello-Kette, wie es scheint, steil sich aufrichten, während sie westlich des Val Verde an der Kette des Monte Maddalena höchstwahrscheinlich in einem Querbruche abschneiden. Bei S.-Bartolomeo, oberhalb Serle, sollen schon rhätische Schichten aufgeschlossen sein, was mit der hohen Lage dieser am Nordabhange der Dragoncello-Kette recht gut übereinstimmen würde.

Weiterhin gegen Nordosten bis gegen den Austritt des Chiese ist der Aussenrand des Gebirges äusserst gestört und sein Bau ein ungemein verwickelter. Die Rhätmergel und die unmittelbar darüber folgenden massigen und klotzigen Lithodendronkalke und Kalke der „Corna“ geben noch die besten Anhaltspunkte für die Orientirung. Der „Corna“ fällt zunächst wohl die Fortsetzung des Karstterrains im NO von Serle bis Gavardo zu, die Höhen der Selva Piana (Madonna della Neve) bestehen ebenfalls aus diesem Kalke; weiter die Felspartien zu beiden Seiten des Chiese und des Torrente Degagna in der Umgebung von Vobarno. Von hier angefangen formirt sich diese Kalkmasse zu einem zusammenhängenden Zuge, welcher, den Gebirgsstock des Monte le Spina und Monte Pizzocolo im Norden unterteufend, jenseits des Torrente Toscolano in der isolirten Felsklippe des Monte Castello sein Ende erreicht. Weiterhin taucht die „Corna“ nochmals im Monte Denervo auf.

Die Lagerungsverhältnisse sind insbesondere im Zuge der Selva Piana äusserst gestörte. Die den Gipfelzug bildenden klotzigen Kalke der „Corna“ erscheinen hier gegen aussen auf jüngere Schichten hinaufgeschoben: südlich unter ihnen treten oberer Jura, Biancone und Scaglia zunächst in überkippter Stellung auf und bilden eine schiefliegende Synclinale, innerhalb derer bei Prandaglio noch Reste von eocänen Mergeln erhalten sind[1]). Am Abhange der Selva Piana gegen das Thal von Vallio compliciren sich die Verhältnisse noch mehr, am Wege von Quarena nach Magno scheint die „Corna“ zwischen dem

[1]) Der Monte Covolo jenseits des Chiese ist nur durch die Auswaschung des Thales vom Abhange der Selva Piana getrennte Kreide (Biancone und Scaglia); ein weiterer Aufschluss von Kreide existirt im Graben, unterhalb dessen die Strasse von Gavardo nach Soprazocco anzusteigen beginnt; ebenso besteht der isolirte Rücken am Chieseufer westlich von Rampenigo-Longavino aus Scaglia, die bei nahezu senkrechter Schichtstellung gegen SW streicht. Am Monte Faëdo oberhalb Limone scheint etwas Eocän vorhanden zu sein nach losen Platten, deren Anstehendes ich nicht gefunden habe. Auch bei Moncasina (südlicher) tritt nach Ragazzoni knolliger Grünsand mit nicht näher bestimmten Petrefacten auf.

„Medolo“ und den Rhätablagerungen zu fehlen; die letzteren ziehen von der Tiefe des Thales bei Vallio-Fustaga über den Magno-Sattel ins Thal von Clibbio hinab und reichen gegen die Abhänge der Selva Piana in sehr gestörter Schichtstellung hoch hinauf. Sie sind auch hier in allen Ausbildungsweisen, als Mergelschiefer, Bivalvenplatten, Terebratelbänke, Lithodendronkalke u. s. f. entwickelt. Die überlagernde Corna-Masse der Selva Piana mag gegen das Vallio-Thal hinab an dem hier existirenden Längsbruche des äusseren Abhanges in Folge der Thalauswaschung selbst, da sie die höchste Partie des überschobenen Flügels darstellt, sich vollständig ausspitzen. Der Zug der Selva Piana scheint übrigens nicht einmal einer und derselben Gebirgsscholle zuzufallen, denn die Corna-Felsen um Vobarno liegen viel zu weit gebirgseinwärts und viel zu tief gegenüber jenen der Selva Piana, als dass man einen unmittelbaren Zusammenhang beider annehmen könnte. Es verläuft also möglicherweise auch hier wieder und zwar durch das Thal von Clibbio und östlich unter der Madonna della Neve vorbei ein Querbruch. Oestlich von demselben, schon im Bereiche der flacher gelagerten und weniger gestörten Scholle des Monte le Spina liegen dann die liassischen, jurassischen und cretacischen Bildungen zu beiden Seiten des Chiese unterhalb Vobarno. Von da an bis gegen den Torrente Toscolano, an dessen rechtem Ufer bereits in der früher erwähnten Weise (vergl. Bittner Judic. u. Val Sabbia, pag. 75 ff.) die Schichten des Monte Ardo sich aufzurichten beginnen, um schliesslich bei senkrechter Schichtstellung an dem Scagliagebiete von Gargnano abzuschneiden, herrscht eine sehr regelmässige Schichtfolge und ich zweifle nicht, dass bei genauerer Begehung der beiderseitigen Abhänge des allerdings sehr wenig aufgeschlossenen oberen Val Setarolo und seiner Nebengräben alle Schichtglieder des brescianischen Lias und Jura nachzuweisen sein werden. Etwa bei Rola dürfte der oberjurassische Hornsteinzug das Thal verqueren. Thalaufwärts fehlen von da an Aufschlüsse fast gänzlich, über die Bocca della Spina reicht der Grenzdolomit, resp. das Niveau der Corna herüber ins Setarolo-Thal, und ihm gehören wohl die an der Marmera in weithin sichtbaren, steil gegen Süden einschiessenden Schichtflächen entblössten Kalke an. Nahe südlich unterhalb dieser Stelle liegt alles wieder viel flacher. Am Wege von der Bocca della Spina um die Flanke des Monte Pirello gegen Sanico oberhalb Maderno trifft man Fleckenmergel und Medolo in grosser Ausdehnung, mit etwa südöstlichem Streichen, welches gegen Val Toscolano allmälig in östliches und nordöstliches übergeht. Ueberall fallen Ammonitenspuren auf. Die rhynchonellenführenden Breccienkalke des Val Guzzago sind hier ebenfalls vorhanden. Oberjurassische Hornsteine trifft man erst nahe oberhalb Sanico in Verbindung mit hellen Kalken von breccienartigem Aussehen mit kugeligen Hornstein-Einschlüssen, an die Diphyakalke des Monte Croina bei Ledro erinnernd. Sanico selbst liegt bereits in der Kreide. Innerhalb derselben wiederholen sich auch hier die scharfen Knickungen, die im unteren Setarolo-Graben so prächtig aufgeschlossen sind und die oft hervorgehobene Erscheinung, dass die Schichten fast durchgehends und zwar je weiter gegen aussen desto constanter gegen das Innere des Gebirges einfallen.

Die Gebirgsmasse des Monte Denervo im Norden von Gargnano, deren Centrum offenbar aus einer kuppelförmigen Aufwölbung der Cornakalke besteht, ist, wie bereits bei früherer Gelegenheit hervorgehoben wurde, insbesondere an ihren gebirgs- oder landeinwärts gerichteten Abhängen durch ungemein verwickelte Lagerung ausgezeichnet. Hier liegt zwischen ihr und dem Hauptdolomitgebiete des oberen Val Toscolano ein ausgedehntes Gebiet von Kreideablagerungen, oberflächlich grösstentheils aus Scaglia bestehend. Ihm fallen das obere Val Vione (Val Fornace) und grosse Theile des Val Costa zu. Im Bereiche des Val Vione ist an einer regelmässigen Schichtfolge vom Lias des Monte Denervo an bis in die Scaglia kaum zu zweifeln, weit unklarer dagegen sind die Verhältnisse zwischen den Abhängen des Monte Denervo und der Tiefe des Val Costa; hier scheinen Corna und Scaglia unmittelbar an einander zu stossen. Die Verbreitung dieser Scaglia-Massen ist bereits l. c. pag. 137 angegeben worden. Ihre Begrenzung ist auch gegen das nordwestlich anstossende, ausgedehnte Hauptdolomit-Gebiet eine äusserst unregelmässige, und es wurde dieselbe als Bruch- und Ueberschiebungsgrenze (l. c. pag. 144) aufgefasst. Dass diese Annahme keine so willkürliche war, wie es vielleicht beim ersten Anblicke der Karte scheinen möchte, dafür habe ich bei einem zweiten Besuche dieser etwas abgelegenen Gegenden weitere Anhaltspunkte gewonnen. Es zeigen sich nämlich nicht nur zu beiden Seiten des weit gegen den Gardasee vorgeschobenen Hauptdolomitrückens des Dosso Piemp über der Scaglia stellenweise (so bei Ca del Bos im Gebiete von Tignale) abermals Biancone und oberjurassische Hornsteinmassen, sondern es ist längs der gesammten Erstreckung der Scagliagrenze gegen den Hauptdolomit des Monte Maghera und Monte Apennino eine völlige Ueberkippung der jüngeren Schichten vollkommen sicher zu erkennen. Dieselbe äussert sich dadurch, dass über der NW einfallenden Scaglia in umgekehrter Reihenfolge nochmals Biancone, oberjurassische Hornsteine (und westlich von Costa vielleicht sogar noch ältere Niveaus — nur aus der Ferne gesehen) auftreten. Diese Ueberkippung kann ebenso wohl oberhalb Fornace im obersten Val Vione, als auch am Wege vom Sattel zwischen Val Vione und Val Costa gegen den Uebergang über die Hauptdolomitkette ins Val Droanello und von diesem Uebergange zurück am Abstiege gegen das Dorf Costa beobachtet werden. Daraus scheint mir hervorzugehen, dass die Annahme, es existire zwischen dem Kreideterrain von Tignale und Costa und dem Hauptdolomitgebiete eine Längsstörung, und es sei der Hauptdolomit stellenweise auf die gebirgsauswärts angrenzenden, jüngeren Bildungen überschoben, hinreichend begründet ist.

Für das Ledro-Thal sei noch erwähnt, dass ich mich durch wiederholten Besuch von der vollkommenen Identität des „Grenzdolomits“ mit der brescianischen „Corna“ überzeugt habe. Was die Rhynchonellenkalke anbelangt, so ergibt sich ein weiterer Anhaltspunkt, sie mit den Rhynchonellenbreccien des Val Guzzago für gleichaltrig zu halten aus dem Umstande, dass auch an der Glera des Val dei Concei Breccienbänke in diesem Complexe auftreten. Für die Fauna des Medolo von Val dei Concei (vergl. l. c. pag. 119) ergibt sich eine nicht unwichtige Bereicherung durch die Auffindung schön erhaltener Exemplare

des *Harpoceras Allgovianum Opp.* Dagegen konnte ich in den über den Rhynchonellenschichten folgenden gebänderten Mergeln und Kalken, die den posidonomyenführenden Gesteinen von Guzzago entsprechen müssen, absolut nichts von organischen Resten finden, obschon diese Schichten an der Glera und im Val Lomar sehr gut aufgeschlossen sind; das Gestein ist speciell im Val Lomar etwas kieselig, sonst medoloartig und geht unmerklich nach oben in die bunten Hornsteine über. Für die nächste Umgebung von Riva ist ergänzend nachzutragen, dass am rechten Gehänge des Ausganges der Campi-Schlucht ein wenig Scaglia und Biancone an den Dolomit der höheren Felswände in sehr gestörten Lagerungsverhältnissen angepresst erscheint.

Ich kann nicht unterlassen zum Schlusse nochmals darauf hinzuweisen, dass, wie ja bereits aus den voranstehenden Mittheilungen hervorgeht, meine Beobachtungen, soweit sie lombardisches Territorium betreffen und da speciell wieder im Gebiete der jurassischen und cretacischen Ablagerungen, nur sehr lückenhafte sind, und dass daher das hier Mitgetheilte durchaus nicht den Anspruch erheben kann, eine auch nur annähernd vollständige Darstellung der geologischen Verhältnisse dieser, theilweise von Geologen bisher nur sehr wenig besuchten Gegenden zu bieten. Es ist eben nur eine flüchtige Skizze der Verbreitung, die gegeben werden kann; die Lagerungsverhältnisse dagegen werden noch sehr eingehendes Studium erfordern, ehe diese Skizze zu einem der Natur nahekommenden geologischen Bilde der Gegend sich vervollkommnen wird. Was ich indessen von den tektonischen Verhältnissen zu beobachten Gelegenheit hatte, das stimmt aufs Beste überein mit jenen Gesetzen des Aufbaues, die anderwärts als für die Kalkaussenzone geltend nachgewiesen werden konnten.

Inhalts-Verzeichniss.

Beiträge zur Geologie der westgalizischen Karpathen.

Von Dr. Victor Uhlig.

Mit einer Kartenskizze (Tafel Nr. IV.)

Im Sommer 1882 wurde ich von Seite der Direction der k. k. geologischen Reichsanstalt mit der geologischen Aufnahme der Blätter Brzostek und Strzyžów (Z. 6 C. XXV), Tyczyn und Dynów (Z. 6 Col. XXVI) und Mosčiska (Z. 6 Col. XXVIII) der österr. Generalstabskarte im Massstabe von 1 : 75.000 betraut. Das letztere Blatt fällt der Hauptsache nach in das Gebiet der mittelgalizischen Tiefebene und wird an einer andern Stelle näher besprochen werden; die beiden ersteren Blätter dagegen gehören dem nördlichen Theile der westgalizischen Karpathen an. Im Verlaufe der Aufnahme hatte ich jedoch auch Gelegenheit, grosse Theile der Blätter Jasło und Dukla (Z. 7 Col. XXV) und Duklapass (Z. 8 Col XXV), welche sich südlich an das Blatt Brzostek und Strzyžów anschliessen, zu sehen und wurde so in die Lage versetzt, die geologische Zusammensetzung eines Theiles der westgalizischen Karpathen vom Nordrande bis an die ungarisch-galizische Landesgrenze kennen zu lernen.

So erwünscht es mir einerseits auch war, die Westkarpathen in ihrer ganzen Breite kennen zu lernen, so war ich doch andererseits durch die fast übergrosse Ausdehnung des Gebirgsterrains (ca. 45 Quadratmeilen), wozu noch die Aufgabe ein Blatt mittelgalizischer Ebene geologisch zu kartiren hinzukam, genöthigt, manche wichtige Detailfragen, die bei grösserem Aufwande von Zeit hätten leicht erledigt werden können, ungelöst zu lassen und Vieles nicht in der Weise durchzuführen, wie ich es selbst zu meiner eigenen Befriedigung gewünscht hätte. Dazu kamen noch die abnorm schlechten Witterungsverhältnisse des Jahres 1882, welche die Arbeit nur allzu häufig störten oder gänzlich unmöglich machten. Ich muss daher bitten, diese Häufung ungünstiger Umstände bei Beurtheilung der folgenden Zeilen in Berücksichtigung zu ziehen.

Zur Erleichterung der geographischen und geologischen Orientirung diene das Uebersichtskärtchen auf Taf. IV, in welches die orographisch und geologisch am meisten hervortretenden Bergzüge nach ihrem Verlaufe und ihrer Ausdehnung eingetragen wurden. Die Grenzen des

Kärtchens fallen nicht genau mit denen des Aufnahmsgebietes zusammen, es mussten zur Vervollständigung des Bildes einige Gegenden in die Karte aufgenommen werden, die ich nicht Gelegenheit hatte näher zu studiren. Das gilt von dem nördlichsten schmalen Karpathenstreifen zwischen Dembica und Rzeszów, nördlich von dem, die Kartengrenze bildenden 50. Breitegrad, und von der Umgebung von Bóbrka bei Dukla. Dagegen wurde die östliche Hälfte des Blattes Tyczyn-Dynów, weil geologisch nicht besonders interessant, hinweggelassen. Im Texte werde ich mich nur über jene Gegenden verbreiten, die ich selbst in Augenschein nehmen konnte.

Die Sandsteinzone hat in dem von mir begangenen Theile vom Nordrande zwischen Dembica und Rzeszów bis zum Duklapass im Süden und die ungarisch-galizische Grenze eine Breite von 68 Kilom. und bildet den am weitesten nach Norden vorgeschobenen Karpathentheil. Das ganze Gebiet stellt sich orographisch als ein niederes Mittelgebirge dar, in welchem die einzelnen Berge die Höhe von 450 Meter selten übersteigen. Dasselbe wird von zwei grösseren, der Weichsel tributären Flüssen, Wislok und Wisloka, und ihren Nebenflüssen durchzogen. Während der letztere Fluss einen verhältnissmässig kurzen, im Grossen und Ganzen queren Verlauf zeigt, legt der erstere ziemlich grosse Strecken im Streichen des Gebirges zurück und hat bei geringerer Wassermenge einen längeren Verlauf. Die Wisloka entspringt im ungarisch-galizischen Grenzgebirge, am Beskid bei Radocyna und Lipna, in einer Höhe von circa 600 Meter[1]), bei ihrem Austritte aus demselben, bei Zmigród, hat ihr Bett eine Höhe von 291 Metern, bei Jasło die Höhe von 232 Metern und bei ihrem Austritte aus den Karpathen bei Pilzno die Höhe von 203 Metern. Aehnliche Verhältnisse zeigt der Wislokfluss, der weiter östlich an den Abhängen der Hanasiówka seinen Ursprung nimmt und bei Krosno eine Höhe von 239 Metern, bei seinem Austritt aus den Karpathen südlich von Rzeszów die Höhe von circa 205 Meter besitzt.

Die ungarisch-galizische Grenzlinie bildet zugleich die europäische Hauptwasserscheide und verläuft grösstentheils schief auf das Streichen der Schichten und der Gebirgskämme. Der niedrigste Karpathenübergang, der von Dukla (502 Meter) zwischen Barwinek und Komarnik gehört diesem Theile der Karpathen an.

Aus dem nach Norden nur schwach abfallenden, welligen Hügelland treten einzelne scharf individualisirte Bergzüge orographisch stärker hervor, die im Verhältniss zur hügeligen Umgebung den Eindruck von Gebirgen hervorrufen. Es sind dies der Liwoczzug bei Jasło, der ungarisch-galizische Grenzzug südlich von Zmigród und Dukla und ein langgestreckter Höhenzug, welchen ich nach zwei hervorragenden Bergen den Czarnorzeki-Helmzug nennen werde. Bei diesen Bergzügen, die ihre Höhe vornehmlich dem Eintreten von massigen Sandsteinen (des oberen Oligocäns und der mittleren Kreide) verdanken, kommt die geologische Streichungsrichtung auch in der orographischen deutlich zum Ausdruck, während das, zwischen den genannten

[1]) Sämmtliche Höhenangaben sind den Karten des k. k. militär-geographischen Institutes im Massstabe von 1 : 25.000 und 1 : 75.000 entnommen.

Bergzügen gelegene und meist aus Eocän und älterem Oligocän bestehende Hügelland nur selten eine deutlich ausgesprochene orographische Streichungsrichtung erkennen lässt.

Auch die nördlichste Zone zeichnet sich durch eigenartige Zusammensetzung aus, indem sich an ihrem Aufbau vorwiegend ältere Kreidegesteine, Oligocän- und Miocänbildungen betheiligen. Der Mangel massiger Sandsteine bringt es jedoch mit sich, dass die Gebirgsbildung hier nicht zur Aufthürmung orographisch auffallender Höhenzüge führen konnte. Wir werden uns daher wesentlich mit folgenden Gebirgstheilen zu beschäftigen haben: 1. mit dem Nordgürtel, 2. dem Helm-Czarnorzekizuge (Oligocän), 3. dem Liwoczgebirge (cretacisch) und 4. dem ungarisch-galizischen Grenzgebirge (cretacisch).

Der Helm-Czarnorzekizug beginnt seine geologische Entwicklung, nach den Untersuchungen von Bergrath Paul, in der Gegend von Sanok am San und zieht sich von da in der Richtung von SO nach NW nach Brzozów, wo er auch schon orographisch hervorzutreten anfängt. Zwischen Domaraz und Krosno gewinnt er dann, die alte Streichungsrichtung beibehaltend, seine grösste Breite und zugleich seine bedeutendste Höhe (Czarnorzeki 592 Meter, Królowska góra 541 Meter), um sich dann gegen Frysztak zu allmälig zu verschmälern. Bei diesem Städtchen wird er vom Wislok, der von Krosno an dem Gebirgsstreichen gefolgt ist, durchbrochen und erhält nun bis zum Durchbruch der Wisloka bei Brzostek ein Streichen, welches schon mehr von OSO nach WNW gerichtet ist. Zugleich verschmälert sich der Zug beträchtlich und büsst auch ziemlich viel an Höhe ein (Helm 532 Meter, Brzezina 492 Meter). Dieser Zug setzt nach Westen auch über die Wisloka hinüber, doch werden erst die diesjährigen Aufnahmen seine Erstreckung weiter zu verfolgen haben. Von Sanok bis Brzostek hat er eine Länge von ungefähr 76 Kilometer.

Viel kürzer stellt sich das Liwoczgebirge dar, welches nördlich von Jasło gelegen ist und vom Wislokafluss in eine niedrigere östliche und eine höhere westliche Hälfte getheilt wird. Die erstere besteht aus der Babia góra (388 Meter), der Wyrąbiska (342 Meter) und Podzamcze und hat ein von OSO nach WNW gerichtetes Streichen, während die letztere die Przykra góra und den eigentlichen Liwocz (561 Meter) umfasst und sich von SO nach NW hinzieht. Daran schliesst sich westlich eine Reihe von über 400 Meter hohen Bergen, welche sich von ihrer Umgebung durch eine Höhendifferenz von ungefähr 100 Metern abheben und sich in fast rein ostwestlicher Richtung bis gegen den Bialafluss und die Trace der Tarnów-Orlóer Bahn erstrecken. Die diesjährigen Aufnahmen werden lehren, ob dieselben auch in geologischer Hinsicht eine Fortsetzung des Liwocz bilden.

Noch auffallender kennzeichnet sich landschaftlich als besonderes Gebirge der ungarisch-galizische Grenzzug, welcher das nördlich vorliegende Hügelland durchschnittlich um 300—350 Meter überragt, wie dies schon Szajnocha[1]) hervorgehoben hat. Der landschaftliche Gegensatz zwischen dem ersteren und dem letzteren ist ein ähnlicher, wie zwischen dem welligbügeligen Teschnerlande und den südlich davon

[1]) Verhandl. d. geol. R.-A. 1881, p. 342.

aufsteigenden, aus Godulasandstein bestehenden Beskiden Schlesiens. Die Bevölkerung gibt diesem Contrast dadurch Ausdruck, dass sie nur den Grenzzug als „Karpat“ s. str. bezeichnet, das nördlich vorliegende Gebiet aber als „Subkarpat“ zusammenfasst. Der Grenzzug erreicht seine grösste Höhe in der Wątkowa Magóra mit 847 Metern. Er findet in geologischer Hinsicht seine Fortsetzung einestheils im Sároser Comitat in Oberungarn, anderentheits in der Gegend von Grybów und Gorlice. Von den höheren Bergen des Nordgürtels, namentlich vom Kamieniec (460 Meter), Dembica SO geniesst man einen prächtigen Ausblick auf die ganze Breite der südlich vorliegenden Sandsteinzone und die genannten besonders hervorragenden Bergzüge, zu welchen sich in weiter Ferne bei reiner Luft und heiterem Wetter die kühnen Zacken der hohen Tátra hinzugesellen.

Bevor ich auf die Besprechung der einzelnen Formationsglieder eingehe, will ich mit einigen Worten der geologischen Literatur, die über die zu behandelnde Gegend vorliegt, gedenken [1]). Die geologische Uebersichtsaufnahme hat die Kenntniss des Gebietes nur insofern gefördert, als einige Menilitschieferzüge ausgeschieden wurden. Der betreffende Aufnahmsbericht [2]), mehr die weiter westlich gelegenen Gegenden berücksichtigend, enthält nur wenig auf unser Kartengebiet Bezügliches. Lipold [3]) berichtete über die Eisensteine der Herrschaft Myscowa bei Zmigród; später erschien eine Notiz von Foetterle [4]) über angebliche Eocänschichten von Stasiówka bei Dembica, einer Localität, die unweit des Nordrandes des Aufnahmsgebietes, doch schon ausserhalb desselben gelegen ist. Ueber die Miocänbildungen des Nordrandes liegt uns eine aus älterer Zeit stammende Notiz von Zeuschner [5]) vor; über die Tegel- und Kohlenablagerung von Gródna dólna verdanken wir Windakiewicz [6]), Paul [7]) und Syroczynski [8]) Mittheilungen, und zwar hat Windakiewicz vorwiegend die Lagerungsverhältnisse des Kohlenflötzes berücksichtigt, während Paul zuerst das Alter des Gródnaer Vorkommens bestimmt hat. Die geologischen Verhältnisse von Bóbrka wurden in Paul und Tietze's [9]) „Neuen Studien in der Sandsteinzone der Karpathen“ besprochen. Auch die Localität Ropianka des hier zu besprechenden Gebietes wird in der Karpathenliteratur vielfach erwähnt. Bergrath Paul [10]) benannte im Jahre 1869 nach dieser Localität einen Schichtencomplex, der mannigfache Deutungen erlitten hat und in der Geschichte der Karpathengeologie eine wichtige Rolle spielt.

---

[1]) Mit Ausschluss der nur die Petroleumvorkommnisse betreffenden Schriften.

[2]) Jahrbuch der geolog. R.-A. 1859, X. Verhandlungen p. 121, 103, 183, 1860, XI. Verhandl. p. 95.

[3]) Jahrbuch d. geol. R.-A. 1856, VII. p. 836—837.

[4]) Conglomeratschichten im Karpathensandstein, Jahrb. geol. R.-A. Verhandl. 1865, p. 250. Vorkommen von Steinkohle im Karpathensandstein von Dembica in Galizien, ebendaselbst p. 159.

[1]) Neues Jahrbuch f. Mineralogie etc. 1845, p. 85.

[2]) Oesterr. Zeitschr. f. Berg- und Hüttenwesen 1873, p. 253—254.

[3]) Verhandl. d. geol. R.-A. 1875, p. 264—266.

[4]) Kosmos 1877, p. 68—73.

[5]) Dieses Jahrb. 1879, p. 281—283.

[6]) Dieses Jahrbuch 1869, 19. Bd., p. 276, vergl. auch Verhandl. der geolog. R.-A. 1875, p. 295, Geologie d. Bukowina, dieses Jahrb. 1875, p. 304.

Die neueste Zeit endlich brachte uns einen Aufnahmsbericht aus der Feder des Herrn Dr. Szajnocha[1]), der die Kartenblätter Jasło-Dukla und Duklapass bis an die ungarisch-galizische Landesgrenze im Auftrage des galizischen Landesausschusses geologisch aufgenommen und dieselben auch der Kartensammlung der geologischen Reichsanstalt einverleibt hat. Sein Aufnahmsbericht enthält zahlreiche wichtige Daten zur Geologie des betreffenden Gebietes. Endlich habe ich noch einen Reisebericht von Bergrath Paul und die beiden Reiseberichte zu erwähnen, die ich selbst im Aufnahmsterrain verfasste und die in den Verhandlungen 1882, pag. 209, 222 und 306 zum Abdruck gelangt sind.

Die älteren Arbeiten von Pusch, Zeuschner u. A. enthalten nur wenige vereinzelte, auf unser Gebiet bezügliche Angaben, deren an den betreffenden Stellen gedacht werden wird.

Ich beginne nun mit der Schilderung und Besprechung der auftretenden Schichtgruppen.

Kreideformation.

Ropiankaschichten.

Im Nordgürtel, sowie im ungarisch-galizischen Grenzzuge erscheinen als die ältesten Schichten die grünlichen oder bläulichen, krummschaligen, kalkreichen Hieroglyphensandsteine mit Inoceramenresten, welche von Paul im Jahre 1869 nach der Localität Ropianka, südlich von Dukla, mit dem Namen Ropiankaschichten belegt wurden. Mit diesen Sandsteinen stehen in inniger Verbindung und Wechsellagerung blaue, röthliche, grünliche und schwärzliche Thone, ferner helle, kalkreiche Fucoidenmergel und plattige Sandsteine und Conglomerate. Die Sandsteine zeigen fast stets ein feines gleichmässiges Korn, sind hart und glimmerreich. Der Kalkreichthum beschränkt sich zuweilen nur auf das Bindemittel, meist aber verräth er sich auch durch die netzförmig das Gestein durchziehenden weissen Kalkspathadern. Die mit Hieroglyphen bedeckte Oberfläche ist stets dunkel gefärbt und rauh. Die Sandsteinbänke sind nur sehr selten massig, und dann sind es stets nur vereinzelte Bänke, die derartig entwickelt sind, meist sind sie dünn nnd schiefrig ausgebildet. Der zwischengelagerte bläuliche Thon ist meist in reichlicher Menge vorhanden, ja er verdrängt den Sandstein zuweilen so sehr, dass die ganze Schichtgruppe eine vorwiegend thonige Zusammensetzung annimmt. Zuweilen kommt es zur örtlichen Ausbildung eines plattigen Sandsteines, der dann wenig Bezeichnendes aufweist.

Fleckenmergel mit zahlreichen Fucoiden und den bekannten schmutziggrauen Flecken fand ich nur im Nordgürtel vor. Sie treten dort als einzelne dünne Flötze dem Sandstein eingelagert auf und zeigen zuweilen die Beschaffenheit von Cementmergeln. Sie stehen mit dem Sandstein in so innigem Zusammenhang, dass man häufig Stücke auflesen kann, die auf der einen Schichtfläche Fucoidenmergel, auf der

[1]) Verhandl. d. geol. R.-A. 1880, p. 304—309.

anderen Hieroglyphensandsteine sind. Diese Vergesellschaftung zeigt sich namentlich in den Schluchten von Babice bei Czudec in Chechły Ropczyce S. und in Gródna. Nach Vacek (Jahrbuch 1881, 31. Bd., p. 193) bilden die Fleckenmergel in der Gegend südlich von Drohobycz und Sambor in Ostgalizien eine höhere Abtheilung der Ropiankaschichten, die sich von der unteren, aus Hieroglyphensandsteinen bestehenden wohl unterscheiden lässt. Ein derartiges Verhalten zeigen die Fleckenmergel hier nicht, ihr Auftreten gleicht dem von Paul und Tietze (Studien p. 114) beschriebenen.

Die bereits erwähnten Thone, besonders die blauen, wiegen zuweilen, sei es als Zwischenmittel, sei es als selbstständige Bildung, stark vor. Manchmal stehen verschieden gefärbte Thone in decimeterdicken Bändern mit einander in regelmässiger Wechsellagerung und ertheilen dadurch den Aufschlüssen ein buntes Aussehen.

Die Conglomerate, die man zuweilen bankweise antrifft, haben eine sehr charakteristische Zusammensetzung, sie bestehen aus mehr minder grossen, meist ziemlich gut gerundeten Blöcken von hellweissem oder gelblichem Jurakalk (Tithon) und einem grünen, krystallinischen Schiefer. Die Grösse der einzelnen Bestandheile ist ziemlich bedeutenden Schwankungen unterworfen; der grösste Jurakalkblock, den ich sah, war ungefähr kopfgross und von gerundeter Form, doch bilden dieselben genannten Bestandtheile auch einen Conglomeratsandstein, dessen einzelne Elemente höchstens 1 Centimeter gross sind. Dieses Conglomerat fand ich am schönsten in der Chechłyer Schlucht entwickelt vor[1]). Ausserdem sah ich in Globikowa, Dembica S., an einer Stelle, die später genauer beschrieben werden wird, in den dunklen Thonzwischenlagen des Sandsteines gerundete elliptische Blöcke eines schwärzlichen krystallinischen Gesteines. Dr. Hilber beobachtete Strandgerölle von Tithonkalk in den Ropiankaschichten zu Hussow (OSO Rzeszów).

Dem Vorkommen dieses Conglomerates haben besonders Paul und Tietze ihre Aufmerksamkeit zugewendet. Sie haben gezeigt, dass in den ostgalizischen Ropiankaschichten ebenfalls Conglomerate aus grünen, krystallinischen Gesteinen vorkommen, wozu sich in der Przemysler Gegend auch Jurablöcke hinzugesellen. Dieselben Conglomerate zeigt nach denselben Autoren der ostgalizische Salzthon, nur sind sie darin massiger entwickelt. Jurablöcke erscheinen nach Paul auch im Eocän von Mittelgalizien, während in dem von mir begangenen Gebiete dieses Schichtsystem derartige Bildungen vermissen lässt. Erst weiter westlich, in Schlesien, sind die Nummulitenschichten als Conglomerate in der ausgezeichnetsten Weise charakterisirt, doch fehlen gerade hier Jurablöcke fast vollständig, während sich die exotischen Jurablöcke

---

[1]) Foetterle beschrieb ein ähnliches Conglomerat von der Localität Stasiówka bei Dembica, welche knapp an der nördlichen Kartengrenze gelegen ist (l. c.). Ausser den von mir angegebenen Bestandtheilen erwähnt er als solchen auch einen rothen Porphyr, der aber, wie das in der Sammlung der geol. Reichsanstalt erliegende Stück zeigt, in Wirklichkeit ein Granit ist und wohl sicher dem erratischen Diluvium angehören dürfte. Das nordische Glacialdiluvium besitzt gerade am Nordrand eine ziemlich ausgedehnte Verbreitung, und ein Irrthum konnte in dieser Richtung bei den häufig ziemlich schlechten und unklaren Aufschlüssen leicht eintreten.

des Teschner Neocoms als Analogon unserer Conglomerate betrachten lassen.

Sehr bemerkenswerth scheint der Umstand zu sein, dass derartige Conglomerate nur in den Ropiankaschichten des Nordgürtels vorkommen, im Grenzzuge aber, der sich doch in grösserer Nähe zu heute bestehenden älteren Gebirgen befindet, gänzlich zu fehlen scheinen. Es kommen daselbst wohl einzelne Bänke von grobkörnigem, conglomeratartigem Sandstein vor, wie zu Ropianka, jedoch ohne grüne krystallinische Schiefer und Tithonblöcke. (Vergl. weiter unten bei Besprechung des Nordgürtels.)

In petrographischer Beziehung gleichen die Ropiankaschichten, die sich stets durch ziemlich hohen Kalkreichthum auszeichnen, einigermassen den krummschaligen Hieroglyphensandsteinen des Eocän (obere Hieroglyphenschichten Paul und Tietze), doch nur selten so sehr, dass bei guten Aufschlüssen eine Verwechslung zu befürchten wäre. Denn wenn das Eocän auch stellenweise eine den Ropiankaschichten ähnliche Beschaffenheit, wie einen gewissen Grad von Kalkgehalt, bläuliche Färbung und Glimmerreichthum annimmt, so zeigt es doch nie jene eigenthümliche Vergesellschaftung von Gesteinen, die eben für die Ropiankaschichten namhaft gemacht wurde. Nur der Umstand, dass auch in echten Ropiankaschichten die besonders auffallenden und kennzeichnenden Gesteinstypen, wie die Fleckenmergel und die Conglomerate, nicht allenthalben entwickelt sind, und namentlich mangelhafte Aufschlüsse können stellenweise Zweifel aufkommen lassen.

Die Beschaffenheit und Zusammensetzung der Ropiankaschichten im Nordgürtel ist nicht absolut dieselbe wie im ungarisch-galizischen Grenzgebirge. Es wurde schon im Vorhergehenden erwähnt, dass die Fleckenmergel und Conglomerate in den Ropiankaschichten des letzteren Gebietes zu fehlen scheinen. Szajnocha[1]) erwähnt zwar, dass in den Ropiankaschichten des Gorlicer und Duklaer Gebietes auch Fleckenmergel vorkommen, doch spielen sie jedenfalls nur eine untergeordnete Rolle. In Ropianka selbst bilden nach den geologischen Beobachtungen beim Petroleumbergbau — die natürlichen Aufschlüsse gerade dieser Localität sind ziemlich kärglich — plattige, ölführende Sandsteine mit Hieroglyphen die liegende Partie; darüber folgt eine vorwiegend thonige Entwicklung mit wenig Sandsteinbänken, und zu oberst liegen rothe Thone, mit blauen und grünlichen Thonen in Bändern wechsellagernd. Die rothen und grünen Thone bilden auch die Zwischenlagen der ersten massigen Sandsteinbänke der nächstfolgenden Schichtgruppe des massigen, mittelcretacischen Sandsteins. Auch Szajnocha machte die Beobachtung, dass die rothen Thone häufig die hangende Partie der Ropiankaschichten bilden. Es scheint dies namentlich im nördlichsten Zuge der Ropiankaschichten des Grenzzuges, weniger in den Aufbrüchen im Inneren des Gebirges selbst der Fall zu sein.

Sehr gut kann man die Zusammensetzung der Ropiankaschichten im Aufbruche von Swiątkowa studiren, wo nebst den schon gekennzeichneten Gesteinstypen auch Thoneisensteinbänke mit Fucoiden, eigenthümliche grüne tuffige, grüne kieselige Sandsteine, und einzelne bis zu

[1]) Verhandl. d. geol. R.-A. 1880, pag. 306.

2 Meter mächtige mürbe, ziemlich grobkörnige Sandsteinbänke vorkommen. Die Mergelschiefer, welche die erwähnten dünnen Thoneisenflötze begleiten, fallen namentlich durch grossen Fucoidenreichthum auf.

Fast stets aber zeichnen sich die Ropiankaschichten des Grenzgebirges durch mächtige und reichliche Entwicklung des blauen Thones aus, der in so hohem Grade vorwiegt, dass er zur Bildung ausgedehnter Rutschterrains Anlass gibt. Namentlich nach starken und andauernden Regengüssen, wie sie gerade das Jahr 1882 in übergrosser Menge darbot, bilden sich förmliche Schlammströme und Muren von bläulichgrünlicher Färbung, die gegen die Thalsohlen herabgleiten. Die einzelnen im Thone eingeschlossenen schiefrigen Sandsteinbänke werden dabei zerbrochen und erscheinen nun regellos, mit scharfen Ecken und Kanten versehen, dem Thone eingelagert. Auch der Thon selbst besitzt keine gleichmässige Beschaffenheit, da in dem weicheren Brei kleine, eckige und kantige Fragmente von härterem Thone eingeschlossen sind, so dass der blaue Thon wie eine zerhackte Masse aussieht. Angesichts solcher Aufschlüsse, wie sie die Thäler von Bartne, Swiątkowa, Desznica u. s. w. darbieten, wird man lebhaft an die Schilderungen erinnert, welche die italienischen Geologen von den namentlich im nördlichen Apennin der Provinzen Bologna, Reggio, Modena, Parma stark entwickelten *argille scagliose* gegeben haben. Nur ist im Apennin diese Bildung viel grossartiger und mächtiger und erhält dadurch eine eigenartige Beschaffenheit, dass sie von den bekannten, so vielfach misdeuteten Salsen, von Serpentinen und ähnlichen Gesteinen begleitet ist. Dagegen bestehen im Petrolgehalt und der weiter unten zu besprechenden Fossilführung weitere Analogien.

Die weiche Beschaffenheit der Ropiankaschichten, welche den mechanischen Druckwirkungen der Gebirgsbildug nur wenig Widerstand entgegensetzen konnte, ist es offenbar auch, welche die so häufig zu beobachtenden zahllosen secundären Faltungen, Knitterungen und Knickungen dieser Schichten bedingt[1]), deren Vorhandensein alle Beobachter gleichmässig hervorheben. Paul und Tietze[2]) hingegen sind geneigt, darin die Spuren einer, vor der Haupt-Hebungs- und Faltungsperiode eingetretenen Faltung zu erblicken, deren Tendenz mit der nachherigen Hauptfaltung nicht übereinstimmte. Auch Stache[3]) sprach einen ähnlichen Gedanken aus, indem er das Vorkommen der Ropiankaschichten in Oberungarn zu einer Zeit, als dieselben noch für Eocän galten, ein klippenartiges nannte und diese Schichten mit den neocomen Hüllgesteinen der südlichen penninischen Klippenlinie verglich. Petrographische und tektonische Aehnlichkeiten waren es, welche dem genannten Forscher schon damals die Vermuthung vom cretacischen Alter der Ropiankaschichten aufdrängten.

Beobachtungen, wie die folgende, legen die oben ausgesprochene Vermuthung, dass nur die Plasticität des Gesteines die vielfachen Faltungen

[1]) Vergl. Baltzer, der Glärnisch etc. 1873, pag. 49. Baltzer's Ausführungen gipfeln in dem Satze: „Je thonreicher eine Schicht, desto grösser unter sonst gleichen Umständen ihre Biegungsfähigkeit."

Heim, Mechanismus der Gebirgsbildung II., pag. 39, 40.

[2]) Studien, pag. 127.

[3]) Dieses Jahrbuch 1871, 21. Bd., pag. 411.

bedinge, sehr nahe. In den Schluchten nördlich von Czudec, im Nordgürtel der Karpathen, haben die Ropiankaschichten eine stark thonige Zusammensetzung .und bestehen aus blauem Thon mit eingelagerten dünnen, schiefrigen Sandsteinlagen. Demgemäss erscheinen sie in der abenteuerlichsten Weise zusammengeknittert und in zahllose Fältchen gelegt, wie dies die Schlucht, die vom Czudecer Kalkofen zur Stadt führt, besonders deutlich erkennen lässt. Derselbe Zug von Ropiankaschichten besteht bei Babice, östlich von Czudec, aus Hieroglyphensandsteinen, Schiefern und Fleckenmergeln mit schwachen, thonigen Zwischenlagen und ist also an dieser Stelle schon aus festerem Material aufgebaut; es sind wohl auch noch ziemlich zahlreiche Knickungen und secundäre Faltungen vorhanden, aber bei weitem nicht so viele wie bei Czudec, und die Länge der Faltenschenkel ist stets eine bedeutend grössere. Bei Olympów, Czudec NW, setzt sich derselbe Zug aus plattigen, ziemlich dickschichtigen, festen Sandsteinen mit wenig Thonzwischenlagen zusammen und zeigt hier ein fast durchaus gleichbleibendes Einfallen nach NW. Man sieht da sehr deutlich, wie sehr das Vorkommen secundärer Faltungen von der physikalischen Beschaffenheit des Materials abhängig ist.

Im Grenzgebirge kann man die Beobachtung machen, dass die Ropiankaschichten an der Grenze gegen die darüber lastenden, massigen und grobbankigen Sandsteine selten geknickt sind, auch wenn sie eine möglichst weiche, thonige Zusammensetzung haben. Es dürfte dies wohl auf den gewissermassen schützenden Einfluss zurückzuführen sein, den die grobbankigen Sandsteine, die ungefaltet sind oder nur wenige Falten von grosser Wellenlänge bilden, auf ihre nächste Nachbarschaft ausübten. Bekanntlich sind die Ropiankasandsteine fast stets von einem dichten Netz weisser Kalkspathadern durchzogen; die Sprünge im Gestein, die dies voraussetzt, könnten wohl durch die vielfache Faltung erzeugt worden sein. Zuweilen sieht man mit weissen Netzadern versehene Sandsteine, die aber ausserdem noch von jüngeren Sprüngen dicht durchzogen sind, welche nur erst zum Theil verkittet und ausgefüllt sind.

Die Erscheinung der secundären Faltung findet sich bei den Ropiankaschichten zwar am ausgezeichnetsten, aber nicht ausschliesslich vor. So sind bisweilen auch die oberen Hieroglyphenschichten des Eocäns bis zu einem gewissen Grad secundär gefaltet und häufig auch die Menilitschiefer. Auch da kann man wieder die Beobachtung machen, dass, je weicher und thonreicher ein Schichtsystem ist, es desto mehr zur secundären Faltung hinneigt. Auch die Dicke der Schichten scheint diesbezüglich eine wichtige Rolle zu spielen, da zuweilen auch die schmalen dünnen Bänkchen der Menilithornsteine trotz ihrer bedeutenden Härte, wenn auch nicht direct gefaltet, so doch schwach wellig gekrümmt sind.

Der oben angeführte Kreidezug von Czudec ist zugleich ein Beispiel von der verschiedenartigen Zusammensetzung eines und desselben Zuges im Verlaufe seines Streichens, während es anderentheils auch Localitäten gibt, welche auf engem Raume die mannigfaltigsten Gesteinstypen vereinigen, wie die östliche Schlucht von Chechły, Ropczyce S., wo blaue und bunte Thone, Hieroglyphensandsteine und Schiefer, Sandsteine mit Kohlenbrocken, grüne und dunkle tuffige Sandsteine, glauko-



nitische Sandsteine, die oben geschilderten Conglomerate, dickbankige Sandsteine und Fleckenmergel zusammen vorkommen.

Wenden wir uns nun der Frage nach dem geologischen Alter der Ropiankaschichten zu.

Da die meisten bisher im Complexe der Ropiankaschichten aufgefundenen Versteinerungen an mehr schiefrig-mergelige oder kalkige Lagen geknüpft waren, wie die Ammonitenvorkommnisse von Pralkowce bei Przemysl, so galten diese Schichten in ihrer typischen Form als kalkreiche Hieroglyphensandsteine (Strzolkafacies) lange für nahezu versteinerungsfrei, bis es Dr. Szajnocha[1]) gelang, Reste von Inoceramen und ein freilich specifisch nicht bestimmbares *Phylloceras* darin aufzufinden. Walter und Dunikowski[2]) haben im Grybow-Gorlicer Gebiete, westlich von unserem Territorium, ebenfalls zahlreiche Inoceramenfunde gemacht. Dr. Hilber fand, einer freundlichen Mittheilung zufolge, Inoceramenfragmente zu Hussow, östlich Rzeszów, und ich selbst sammelte diese Fossilien in Czudec, Rzeszów SW, Olympów (Gemeinde Iwierszyce), Rzeszów WSW, und zu Swierzowa im ungarisch-galizischen Grenzzuge. In dem Bachrisse, welcher vom Försterhause nördlich von Czudec gegen das östliche Ende dieses Städtchens verläuft, sind die Ropiankaschichten gut aufgeschlossen und enthalten die Inoceramen gar nicht selten, doch sind die Exemplare in meist mehr minder fragmentarischem Zustande im Gesteine eingeschlossen. Die Exemplare gehören zwei Arten an, die sich mit bisher beschriebenen nicht identificiren lassen. Die eine Art von Czudec zeichnete sich durch riesige Grösse und sehr dicke Schale aus, indem die Schalendicke 8 Millimeter beträgt. Der allgemeine Umriss der Form ist nicht genau zu ersehen. Die andere Art, welcher Fragmente von Czudec und Swierzowa angehören dürfte, hat dünnere Schale, geringere Grösse und sehr scharfe Anwachslinien. Sie gleicht einigermassen dem in letzter Zeit so häufig zum Vergleich mit den Formen der Ropiankaschichten herbeigezogenen *Inoceramus Haueri* Zugm. vom Leopoldsberge bei Wien. Man sollte indessen diese Identification nicht allzu rasch und wie selbstverständlich vornehmen; die grosse Analogie und Gleichartigkeit in der gesammten Erhaltungsweise lässt manche Aehnlichkeiten gar leicht grösser erscheinen als sie wirklich sind und thatsächliche Abweichungen unterschätzen oder übersehen. Bei allen Exemplaren ist nur die äussere prismatische Schalenlage erhalten.

Selbst wenn die von Einigen als feststehend betrachtete Identification mit *Inoc. Haueri* richtig ist, ist damit für die Altersfrage der Ropiankaschichten noch wenig gewonnen, da dieses Fossil aus Schichten stammt, deren Alter noch nicht näher fixirt ist. Indessen beweisen die Ammoniten- und Aptychenfunde von Herbich[3]) und Paul[4]) in Siebenbürgen und der Bukowina, ferner die Ammonitenfunde von Niedzwiczki[5]), bei Przemysl, zur Genüge,

---

[1]) Verhandl. d. geol. R.-A. 1880, p. 306.

[2]) Geologiczna budowa naftonosnego obszaru zachodnio-galicyjskich Karpat. Kosmos, Lemberg 1882, p. 86.

[3]) Verhandl. d. geol. R.-A. 1873, p. 282—285.

[4]) Geologie der Bukowina, Jahrbuch 1875, p. 321, Verhandl. 1872, p. 289.

[5]) Dieses Jahrbuch 1876, 26. Bd., p. 336.

wie dies aus den Ausführungen von Paul und Tietze[1]) und Vacek[2]) klar erhellt, dass man es in den Ropiankaschichten mit untercretacischen Bildungen zu thun habe, mit ungefähren Aequivalenten der Teschner und Wernsdorfer Schichten Schlesiens. Noch schwieriger dürfte übrigens die Frage zu lösen sein, in welcher neocomen Unterstufe wir uns den Beginn der Ropiankafacies zu denken haben, ob dieselbe auch die ältesten Niveaus der Berrias- und Belemnites latus-Schichten mitumfassen oder nicht. Gegenwärtig liegen zur Lösung dieser Frage noch keine Anhaltspunkte vor, doch scheint es, dass dieselben durch genauere Forschungen in der Bukowina vielleicht gewonnen werden könnten, wo die Ropiankaschichten, nach Paul, mit älteren, weiter westlich fehlenden Kreidebildungen in Verbindung stehen. Auch der Fortschritt unserer geologischen Aufnahmen nach Westen und ein genaues paläontologisches Studium der Fossilreste der Teschner Schichten[3]) wird vielleicht in dieser Beziehung klärend wirken können.

Ungefähr dasselbe Alter wie die Ropiankaschichten besitzen auch die weiter unten zu besprechenden Liwoczschiefer. Die darin vorkommenden Fossilien können aber streng genommen vorläufig nicht als beweisend für das neocome Alter der Ropiankaschichten angesehen werden, wie etwa die Przemysler Ammonitenschichten. Die letzteren stehen mit Gesteinen vom Charakter der Ropiankaschichten in so innigem Zusammenhange, dass man sie davon nicht leicht trennen kann. Ein derartiger Zusammenhang ist für die durchaus gleichartigen und als selbstständige Facies erscheinenden Liwoczschichten, soweit man sie bis jetzt kennt, nicht erweisbar; doch wäre es sehr wohl möglich, dass sie sich im Streichen mit Ropiankaschichten verquicken, und dann würde man auch die Fossilien der Liwoczschichten zum Altersbeweise für die Ropiankaschichten heranziehen können. Jedoch insofern kommt ihnen doch Bedeutung zu, als Liwocz- wie Ropiankaschichten von demselben grobbankigen oder massigen Sandstein überlagert werden, welcher, da er in dem einen Falle sicher mittelcretacisch ist, es auch in dem anderen sein muss. Interessante und wichtige Resultate sind von einer näheren Untersuchung der Gegend südlich von Wieliczka zu erwarten, die bisher bekanntlich mehrere, sicher neocome Versteinerungen geliefert hat.

Die Inoceramen der Ropiankaschichten bieten uns vorläufig nur eine allgemeine Bestätigung des cretacischen Alters derselben, zur näheren Horizontirung tragen sie gegenwärtig nichts bei[4]).

[1]) Studien p. 114—117, 62.

[2]) Dieses Jahrbuch 1881, 31. Bd., p. 194, 195.

[3]) Cephalopodenfauna der Wernsdorfer Sch., Denkschr. d. kais. Akad. d. W. Wien, XLVI, 1883, p. 26, 27.

[4]) In der vorhin citirten, in polnischer Sprache erschienenen Abhandlung der Herren Walter und Dunikowski (Geologischer Bau des Naphtadistrictes der westgalizischen Karpathen, Lemberg 1882) begegnet man einer etwas abweichenden Anschauung über das Alter der Ropiankaschichten, welche sich zunächst auf die Ergebnisse der von Dunikowski vorgenommenen Inoceramenbestimmung stützt. Die beiden Herren sagen darüber wörtlich Folgendes (nach gefälliger Uebersetzung durch Herrn Drd. G. v. Bukowski) p. 86: „Was nun das geologische Alter der Ropiankaschichten betrifft (wir beschränken uns ausschliesslich auf unser Gebiet), so müssen wir gestehen, dass Alles dafür spricht, dass es ein mittelcretacisches und sogar vielleicht obercretacisches, und keineswegs neocomes ist. Wir fanden Inoceramenreste,

Da diese Muscheln übrigens auch in einigen bestimmt horizontirten Schichten der Karpathen vorkommen, wie in den Wernsdorfer Schichten, und nach Niedzwiezki[1]) im Neocom südlich von Wieliczka, so ist es nicht unwahrscheinlich, dass diese für die obere Kreide so wichtigen Fossilien auch für die Flyschfacies der unteren Kreide eine grössere geologische Bedeutung gewinnen werden, wenn man nur ihrem Vorkommen fortgesetzte Aufmerksamkeit zuwenden und ein reichlicheres Material palaeontologisch bearbeiten wird. Ausserdem verdienen sie auch deshalb unsere Beachtung, weil sie sich, wie es immer mehr den Anschein gewinnt, als die charakteristischen oder specifischen Fossilien der cretacischen Flyschfacies darstellen. Vielleicht erscheinen sie daselbst in mehreren Niveaus. Man kennt Inoceramenreste nicht nur von zahlreichen Localitäten der Ropiankaschichten Westgaliziens, man kennt sie nicht nur aus Schlesien und vom Leopoldsberge, — in neuerer Zeit wurden auch in den ostgalizischen Ropiankaschichten von Herrn Olszewski derartige Thierformen entdeckt und prächtige grosse Exemplare haben Salzburger Forscher im dortigen Flysch aufgefunden.

---

von denen sich unzweifelhaft bestimmen liessen: *Inoceramus Cripsi Mant.*, *Inoc. Brongniarti Sow.*, *I. Haueri Zugm.*, *I. concentricus Sow.* Die zwei ersten können auch im Neocom vorkommen (sic!), sie kommen aber vorwiegend in der oberen und mittleren Kreide vor; was *I. Haueri* betrifft, so ist es nicht ganz sicher, dass die Schichten des Leopoldsberges bei Wien zum Neocom gehören." Mit diesen Bemerkungen glauben die Verfasser die palaeontologisch-stratigraphische Seite einer Frage genügend erörtert zu haben, welche als Grundlage für eine neue, von den bisherigen Ansichten grösstentheils abweichende Deutung der westgalizischen Schichtgruppen dienen soll. Die Ungereimtheit derselben ist so auf der Hand liegend, dass es fast überflüssig ist, auf die Widerlegung dieser Zeilen näher einzugehen. Wenn *Inoc. Cripsi* und *Brongniarti* wirklich auch in Neocom vorkommen können, warum sollte denn nicht gerade dies ein solcher Fall sein? Leider geben die Herren Verfasser nicht an, worauf sie ihre Behauptung vom Vorkommen der genannten Arten im Neocom gründen. Schlüter weist in seiner trefflichen Schrift „Zur Gattung *Inoceramus*" (Palaeontographica XXIV, 1876—77) nach, dass *I. Brongniarti* auf das Turon, *I. Cripsi* aber auf das Senon beschränkt sei, und daran wird man wohl so lange festzuhalten haben, als nicht sichere Nachweise für ein anderweitiges Verhalten dieser Arten erbracht sind. Dass *I. concentricus* eine Gaultform ist, müsste in den Ausführungen der genannten Verfasser eine wichtige Rolle spielen, sie erwähnen dies aber nicht einmal. Die Richtigkeit der Bestimmungen vorausgesetzt, würde wohl jeder Geologe aus dem Zusammenvorkommen einer Gaultspecies, einer Leitform des Turons und einer des Senons mit einer Art aus nicht näher bestimmtem Niveau offenbar schliessen, dass man es da mit einer obercretacischen Ablagerung zu thun habe, in welche eine Gaultform hinaufreiche. Die Verfasser aber entscheiden sich aus nicht näher verrathenen Gründen für mittlere Kreide. Die von Walter und Dunikowski gegebenen Bestimmungen würden, wenn richtig, wohl genügen, um die Anschauungen, die man bisher mit Hinsicht auf die Petrefactenfunde in der Umgebung von Przemysl und das schöne Profil von Spas für wohlbegründet hielt, umzustossen, allein so lange nicht palaeontologisch sichere Erweise für die betreffenden Bestimmungen erfolgen, wird man wohl nicht auf eine erneuerte Discussion der Altersfrage der Ropiankaschichten eingehen können. Uebrigens scheint die Arbeit mehr für das heimathliche Bedürfniss als für wissenschaftliche Kreise berechnet zu sein, da sie ja nicht in einer jener Sprachen abgefasst ist, in welcher die auf wissenschaftliche Berücksichtigung Anspruch erhebenden Arbeiten geschrieben zu sein pflegen. Wie ich höre, tragen sich die Verfasser mit der dankenswerthen Absicht, ihre Ansichten auch in deutscher Sprache zu veröffentlichen, und dann wird man ja eine allgemein verständliche Grundlage für weitere Discussionen haben.

[1]) Geologische Verhältnisse der Salzformation von Wieliczka und Bochnia (nur in wenigen, autographisch vervielfältigten Exemplaren erschienen) 1880, pag. 10.

Ferner kennt man schon seit langerer Zeit Inoceramenreste aus verschiedenen Localitäten des oberitalienischen Flyschterritoriums, wo sie in Begleitung vereinzelter Ammoniten, namentlich in der Facies der sogenannten *argille scagliose*, wenn auch als grosse Seltenheiten, vorkommen. Leider scheinen diese Reste in Oberitalien nicht genügend gewürdigt worden zu sein. Manche italienische Geologen betrachten die dortigen gesammten Flyschbildungen doch noch immer mit Vorliebe als eocän und halten derartige Vorkommen theils für *exotica*, theils denken sie an eine local länger andauernde Existenz der Genera *Inoceramus* und *Ammonites*; Anderen aber erscheint es als sichergestellt, dass wenigstens ein Theil der *argille scagliose* den erwähnten Funden zufolge der Kreide angehören müsse. Mit Rücksicht darauf, dass die Inoceramen ihre Hauptverbreitung in der oberen Kreide erlangen, und in Anbetracht der mittelcretacischen Fossilien der florentinischen Pietra forte sind sie allerdings geneigt, nur an eine Vertretung der mittleren und oberen Kreide zu denken[1]). Ein genaueres Studium der karpathischen und alpinen Flysch-Inoceramen würde vielleicht auch auf die italienischen Vorkommnisse neues Licht werfen und auf die Stratigraphie der italienischen Flyschbildungen erfreulich zurückwirken.

Wie man sieht, sind die Inoceramen-Vorkommnisse im Flysch nicht so selten, und es ist zu vermuthen, dass man sie in Zukunft, nachdem man einmal darauf aufmerksam geworden ist, noch häufiger nachweisen wird.

Eine grosse biologische Bedeutung kommt ohne Zweifel auch den hie und da nachgewiesenen Foraminiferen der Ropiankaschichten zu. Ihr Vorkommen wurde zuerst von F. Kreutz (Verhandl. d. geol. R.-A. 1881, pag. 29) notificirt, welcher in Gesteinsdünnschliffen *Rotalien*, *Textilarien* und *Globigerinen* auffand. Aber auch die Thone der Ropiankaschichten führen zuweilen Foraminiferen. Mehrere Proben von den Localitäten Swierzowa, Bartne, Desznica und Gródna erwiesen sich als nahezu foraminiferenfrei, nur zwei Exemplare einer *Cristellaria* ergaben sich aus einem Schlämmrückstande von Desznica. Dagegen zeigte sich ein grüner Thon, welcher im westlichen Seitenthal von Gródna mit rothem, bläulichem und schwärzlichem Thone wechsellagert, als sehr reich an derartigen mikroskopischen Organismen. Am häufigsten tritt eine *Polystomella* auf, sodann eine *Cornuspira*, die der *C. Hörnesi Karrer* sehr ähnlich sieht, einer Form, welche Karrer[2]) aus den Thonzwischenlagen des Wiener Sandsteins von Hütteldorf beschrieben hat. Ebenfalls häufig finden sich kieselig-sandige Arten von recht auffallender Form, wohl den Gattungen *Trochammina* und *Placopsilina* angehörig, vor. Bei der grossen Versteinerungsarmuth der Ropiankaschichten wird man gut thun, wenn man auch die mikroskopischen Organismen derselben im Auge behält, und es wird dies um so lohnender sein, als der Erhaltungszustand der Exemplare ein recht befriedigender ist, und diese selbst auch in rein palaeontologischer Hinsicht recht interessant zu sein scheinen. Doch wird man natürlich zu aus-

---

[1]) Vergl. die vor Kurzem erschienene Mittheilung von de Stefani in den Verhandl. d. geol. R.-A. 1883, pag. 43, welche ausführliche Literaturnachweise enthält.

[2]) Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissenschaften. Wien, LII. 1865.

giebigeren, verwendbaren und sicheren Resultaten nur dann gelangen können, wenn man Proben von möglichst zahlreichen Localitäten untersucht.

Vorläufig sei es gestattet, darauf hinzuweisen, dass *Polystomella* in der Jetztwelt als eine typisch littorale Gattung zu betrachten ist, während freilich die Gattungen mit agglutinirender Schale vorwiegend in grösseren Tiefen auftreten. Der erstere Umstand, zusammengehalten mit dem Vorkommen dickschaliger Muscheln von riesigen Dimensionen (1/4 bis 1/3 oder gar 1/2 Meter Durchmesser), scheint die Ausführungen von Th. Fuchs,[1]) welcher den Flysch als Tiefseebildung zu charakterisiren sucht, nicht eben zu unterstützen. Freilich betrachtet Fuchs Sedimente, die in einer Tiefe von circa 50 bis 70 Faden zum Absatz kommen, bereits als Tiefseebildungen, während man vom geologischen und physikalischen Standpunkte aus derartige Sedimente doch noch nicht als Tiefseebildungen zu bezeichnen geneigt sein wird.

Man hat demnach an Versteinerungen in den Ropiankaschichten im engeren Sinne bisher nur sehr selten Ammoniten, nach Paul und Tietze Cidariten, Lepadiden, häufiger Bryozoën, noch häufiger Inoceramen und Foraminiferen gefunden. Hiezu kommt noch eine freilich nicht näher bekannte Fauna von Würmern und anderen Seethieren mit mangelnden oder schwach entwickelten Harttheilen, die sich uns in einem grossen Theile der sogenannten Hieroglyphen, und vielleicht auch der Fucoiden documentirt, wie die schönen Versuche Nathorst's[2]) in überzeugender Weise dargethan haben. Das Vorkommen der faserschaligen, häufig zerbrochenen Inoceramen erinnert nicht wenig an gewisse mesozoische und tertiäre Ablagerungen, deren Fauna fast ausschliesslich aus Formen mit prismatischer Kalkspathschale besteht (z. B. *Pinna*, *Trichites*), während die Arten mit Aragonitschale fehlen und dies bei gleichzeitiger Erhaltung der mikroskopischen Foraminiferen. Möglich, dass auch die Flyschfauna als eine derartige, nur secundär so hochgradig verarmte zu betrachten ist.

Liwoczschiefer.

Mit diesem Namen belegte ich dunkle Schiefer mit neocomen Ammoniten, welche die untere Kreide am Nordfusse des Liwoczgebirges darstellen und im Gebiete der Karte ausschliesslich in der genannten Gegend vorkommen. In petrographischer Beziehung sind es dunkle, schwärzlichgraue, im gebirgsfeuchtem Zustande schwarze, dünnplattige und leicht spaltbare Mergelschiefer, welche einzelne dünne Bänke eines dunkelgrauen, kalkreichen Sandsteines oder Sandsteinschiefers eingeschaltet enthalten. Der letztere wird dadurch charakterisirt, dass er von zahlreichen weissen Kalkspathadern netzartig durchzogen wird und auf den Schichtoberflächen Hieroglyphen zeigt. Das ganze System der Liwoczschiefer, deren Mächtigkeit der der Ropiankaschichten ungefähr gleichkommen dürfte, ist sehr gleichmässig aus diesen Mergelschiefern mit Einlagerung einzelner Sandsteinbänke zusammengesetzt, nur in der

---

[1]) Neues Jahrbuch für Min., Geol. u. Pal. II. Beilageband. Stuttgart 1882, pag. 534—537.

[2]) Referat v. Th. Fuchs in d. Verhandl. d. geol. R.-A. 1881, pag. 346.

obersten Region, gegen den Jamnasandstein zu, scheinen die Sandsteinzwischenlagen stärker entwickelt zu sein.

In dem Graben, welcher von der Localität Ujazd in rein westlicher Richtung gegen das Gebirge zu verläuft, sind die Liwoczschiefer sehr gut aufgeschlossen und zeigen, ähnlich wie die Ropiankaschichten, mehrfache Knickungen des Streichens, wenn auch nicht in so hohem Grade. In den Schluchten, die südlich von Brzyski gegen den Liwocz führen, fallen die Schichten dagegen isoclin.

Namentlich der Ujazder Graben war es, in dem von Bergrath Paul [1]) und mir mehrere Ammonitidenreste aufgefunden wurden, die Brzyskier Schlucht ergab nur unbestimmbare Ammonitenspuren. Die ersteren konnten folgendermassen bestimmt werden:

Aptychus Didayi Coq. in zwei Exemplaren, wovon eines mit den beiderseitigen Hälften, die so gut erhalten sind, dass die Bestimmung sichergestellt erscheint.

Phylloceras aff. Winkleri Uhl. Ein etwas verzerrtes, nicht sehr gut erhaltenes Fragment mit Spuren der Lobenlinie, welche beweisen, dass man es mit einem Vertreter der Gattung *Phylloceras* zu thun habe. Die Flanken zeigen mittelgrosse Rippen, die noch von feinen Linien überzogen werden. Die Art der Berippung weist auf die Gruppe des *Ph. infundibulum Orb.* (*syn. Rouyanum Orb.?*) hin und innerhalb dieser dürfte *Phylloc. Winkleri Uhl* [2]) aus den nordalpinen Rossfeldschichten, welches sich von *Ph. infundibulum* durch dichtere und weniger grobe Rippen unterscheidet, als die nächststehende Form zu bezeichnen sein. Eine völlig sichere Bestimmung wird durch den nicht besonders guten Erhaltungszustand vereitelt.

Holcodiscus sp. ind. ist der am schlechtesten erhaltene Rest, der aber von der Sculptur immerhin noch so viel erkennen lässt, dass man die Zugehörigkeit zur Gattung *Holcodiscus* als ziemlich wahrscheinlich bezeichnen kann. Nach der theilweise sichtbaren Sculptur und dem Einrollungsverhältnisse scheint *Holcod. furcato-sulcatus*, welcher von Hantken [3]) aus dem Mittelneocom (Hauterive-Stufe), von Lábatlan (Komorner Comitat) beschrieben wurde, als die nächst verwandte Form zu betrachten zu sein.

Crioceras n. sp. aff. Morloti Oost. Fig. 1.

Es liegt nur ein schwach bogenförmig gekrümmter, schmaler, grösstentheils mit Schale erhaltener Schaft vor, welcher mit feinen, schief gestellten Rippen versehen ist. Die letzteren erscheinen in der Nähe der Externseite etwas abgeschwächt und hie und da gespalten. In der Entfernung von je 12—13 Millimeter treten in der Nähe der Externseite Knoten auf, in welchen sich je zwei bis drei Rippen vereinigen. Ein spiral eingerollter Theil und der Haken ist nicht erhalten, ebensowenig ist die Scheidewandlinie erkennbar.

Fig. 1.



[1]) Verhandl. d. geol. R.-A. 1882, pag. 209

[2]) Jahrbuch der geol. R.-A., 1882, 32. Bd., pag. 379.

[3]) Mittheil. aus dem Jahrb. d. kön. ung. geol. Anst. 1872, Bd. I, Taf. III, Fig. 4, 5, p. 145.

Diese Art scheint mit keiner näher verwandt zu sein, als mit *Crioceras* (*Ancyloceras*) *Morloti Oost.* (Catalogue des Céphalopodes fossiles des Alpes Suisses, Neue Denkschriften d. schweizer. allg. Gesellsch. f. d. ges. Naturw. Zürich, Bd. XVIII, 1861, Taf. 38, Fig. 6—13, p. 33) aus dem Neocom von der Veveyse bei Châtel-St-Denys in den Freiburger Alpen. Eine directe Identificirung kann aber nicht vorgenommen werden, weil die Rippen und besonders die Knoten der Schweizer Art viel dichter gestellt sind und der Schaft weniger gekrümmt und ein wenig breiter ist als bei dem galizischen Exemplare. Nahe verwandt ist ferner auch eine Species aus dem Barrémien von Wernsdorf, die ich unter dem Namen *Crioceras aff. Morloti Oost.* beschrieben habe (Cephalopodenfauna der Wernsdorfer Schichten, Denkschr. der k. Akademie d. W. Wien, XLVI, 1883, p. 144 des Separatabdrucks Taf. 28, Fig. 5). Aber auch diese ist mit der Art aus dem Liwoczschiefer nicht identisch, da sie ebenfalls enger gestellte feinere Rippen und dichter angeordnete, gegen das Schaftende aber verschwindende Knoten besitzt. Ferner ist das Exemplar von Wernsdorf etwas schwächer gekrümmt, erscheint aber wieder durch die geringe Schaftbreite an die galizische Art angenähert. Auch *Crioceras Picteti Oost.* l. c. Taf. 50, p. 57, aus dem Neocomien von der Veveyse und dem Gantrischkumli könnte als verwandte Form angeführt werden, da aber die Schweizer Species Einschnürungen besitzt, ist die Identität ausgeschlossen.

Das beschriebene Exemplar dürfte demnach eine neue Art vorstellen. Bei dem Fehlen des Hakens und des Spiraltheiles ist aber das Bild, welches wir von den äusseren Form- und Sculpturverhältnissen dieser Art gewinnen, ein ziemlich unvollständiges; ebenso empfindlich ist der Mangel der Scheidewandlinie. Ich glaubte daher von der Ertheilung eines neuen Namens umso mehr absehen zu sollen, als gerade unter den evoluten Ammonitiden nur allzu viel Arten mit ungenügender Begründung geschaffen wurden. Die beistehende Abbildung des wichtigen und interessanten Restes soll denselben der Beurtheilung und Prüfung der Fachgenossen zugänglich machen.

Diese Formen lassen gar keinen Zweifel darüber aufkommen, dass die Liwoczschiefer wirklich neocomen Alters sind. Dass hier etwa die Aequivalente des unteren Neocoms, also der Berrias- und der Belemnites latus-Stufe vorliegen, ist sowohl aus Rücksicht auf die vorher beschriebene kleine Fauna, als auch in Anbetracht der stratigraphischen Verhältnisse in Schlesien sehr unwahrscheinlich[1]). Es kann sich wohl nur darum handeln, ob die Liwoczschiefer den Teschner Schiefern, und zwar namentlich den oberen, oder den Wernsdorfer Schichten, oder aber beiden Schichtcomplexen entsprechen. Die bisher aufgefundenen Fossilien geben nach keiner Richtung hin sichere Anhaltspunkte; evolute Ammonitiden, wie das oben beschriebene *Crioceras n. sp.* sind zwar besonders in den Wernsdorfer Schichten und dem äquivalenten Barrémien Südfrankreichs reich entwickelt, aber sie können auch im Mittelneocom vorkommen.

---

[1]) Vgl. Cephalopodenfauna d. Wernsdorfer Sch. l. c. p. 26, 27.

Die analoge Ueberlagerung der Liwoczschiefer und der Wernsdorfer Schichten durch massige Sandsteine macht es wohl sehr wahrscheinlich, dass in den Liwoczschiefern jedenfalls das Wernsdorfer Niveau mitvertreten ist.

Der Ammonitenreichthum der Liwoczschiefer muss ein verhältnissmässig ziemlich grosser sein, da die aufgezählten Formen bei zwei Ausflügen in ganz kurzer Zeit an drei verschiedenen Stellen des Ujazder Grabens gefunden wurden. Da der Erhaltungszustand derjenigen Stücke, die nicht gerade aus den alleroberstem Lagen genommen sind, ein recht befriedigender ist, so kann man wohl weiteren eingehenderen Nachforschungen in den Liwoczschiefern mit grosser Sicherheit günstige Resultate in Aussicht stellen, und es wäre für die im Lande lebenden Geologen eine schöne und dankbare Aufgabe, daselbst Aufsammlungen in grösserem Masse zu veranstalten.

Vielleicht wird es genauen Detailforschungen gelingen, eine Gliederung der Liwoczschiefer vorzunehmen, obwohl dies nicht sehr wahrscheinlich ist. Jedenfalls wird die gleichmässige Entwicklung derselben diese Aufgabe sehr erschweren.

Einige Lagen des Pralkowcer und Przemysler[1]) Mergelschiefers, namentlich die ammonitenführenden haben mit den Liwoczschiefern eine gewisse Aehnlichkeit, doch sind die ersteren weniger plattig entwickelt, kalkreicher und von hellerer Farbe. Der Gesammteindruck wird aber dadurch ein grundverschiedener, dass die Pralkowcer Mergelschiefer mit hellen papierdünnen Schiefern, Hieroglyphensandsteinen, Fucoidenmergeln und Conglomeratbänken innig vergesellschaftet sind, während die Zusammensetzung der Liwoczschiefer eine sehr gleichförmige ist.

Etwas grösser ist die petrographische Aehnlichkeit mit den oberen Teschner Schiefern und den Wernsdorfer Schichten, obwohl auch da die Uebereinstimmung keine vollkommene ist. Die Neocomschichten südlich von Wieliczka und Bochnia, die ebenfalls zweifellos neocome Versteinerungen geliefert haben (*Lyt. recticostatum*[2]) *Belem. latus, bipartitus* etc.), können nicht gut zum Vergleiche herbeigezogen werden, da die bisherigen Beschreibungen derselben, namentlich von Hohenegger und Fallaux[3]), Zeuschner und Niedzwiezki[4]) herrührend, nicht ausreichend sind und einander theilweise widersprechen.

Was nun endlich die Ropiankaschichten anbelangt, wie sie im Vorhergehenden aufgefasst und beschrieben wurden, so scheinen mir diese die wenigsten Vergleichspunkte mit den Liwoczschiefern darzubieten. Die Ropiankaschichten bestehen der Haptsache nach aus einer Wechsellagerung von schiefrigen Hieroglyphensandsteinen und Flecken-

---

[1]) Niedwiezki im Jahrb d. geol. R-A. 1876, 26. Bd, p. 336. M. Vacek, ebendaselbst 1881, 31. Bd., p. 195.

[2]) Die galizische Form zeigt mit der in den Wernsdorfer Schichten vorkommenden die vollständigste Uebereinstimmung, wie sich aus einem trefflichen Kautschukabdruck der ersteren, welchen die geologische Reichsanstalt Herrn A. v. Alth in Krakau verdankt, ergibt.

[3]) Denkschriften d. k. Akademie, Wien 1867, 26. Bd., p. 252.

[4]) Geologische Verhältnisse der Salzformation von Wieliczka und Bochnia (autographirt).

mergeln mit blauen und bunten Thonen, führen nur ausserordentlich selten Ammoniten, dagegen häufig Inoceramen und eigenthümliche Foraminiferen. Die Liwoczschiefer stellen dagegen in typischer Weise die Cephalopodenfacies dar, ähnlich wie die oberen Teschner Schiefer und Wernsdorfer Schichten Schlesiens. Es ist natürlich, dass bei so sehr heteropischer Entwicklung dieser dem Alter nach einander sicher wenigstens theilweise gleichkommenden Bildungen nur wenig Aehnlichkeiten aufzufinden sein können.

Da sich in neuerer Zeit ziemlich allgemein das Bestreben kund gibt, die zahlreichen Localnamen auszumerzen, die in die Geologie eingeführt wurden, so wird man wohl mit Recht eine eingehendere Begründung für die Verwendung eines neuen derartigen Localnamens fordern können.

Der Begriff der Ropiankaschichten hat seit seiner Aufstellung im Jahre 1869 mehrfache Wandlungen in Bezug auf Abgrenzung und Altersdeutung erfahren; erst in den letzten Jahren haben Bergrath Paul und Dr. Tietze, später der erstere allein die wohl endgiltige Fassung der Ropiankaschichten in der Weise vollzogen, dass sie als synonym für „untere Kreide in Flyschfacies" gelten können. Man könnte nun vielleicht geltend machen, dass die Liwoczschiefer durch die Einlagerung von Hieroglyphensandsteinen der Flyschfacies der Ropiankaschichten sehr nahe stehen, und man daher, da beide der unteren Kreide angehören, die Liwoczschiefer im weiten Begriffe der Ropiankaschichten aufgehen lassen könne, ebenso wie Bergrath Paul auch die Przemysler Mergelschiefer, und die wohl mit Recht, in die Ropiankaschichten einbezieht.

Dem gegenüber muss bemerkt werden, dass die vereinzelten Sandsteinbänke der Liwoczschiefer mit denen der Ropiankaschichten wenig zu thun haben; sie sind stets glimmerarm, dunkel gefärbt und plattig und erhalten so ein ganz anderes Aussehen, als die grünlichen oder bläulichen, glimmerreichen, häufig krummschaligen Sandsteine der Ropiankaschichten; nur der ziemlich bedeutende Kalkgehalt ist beiden gemeinsam. Wenn es auch richtig ist, dass die Sandsteinbänke der Liwoczschiefer trotzdem die Verbindung mit der typischen Flyschfacies der Ropiankaschichten herstellen, so ist es doch anderentheils vollkommen klar, dass die Liwoczschiefer eine Cephalopodenfacies, genau so wie die Teschner Schiefer und die Wernsdorfer Schichten Schlesiens darbieten und daher eine heteropische Verschiedenheit von den Ropiankaschichten erhalten, welche man nicht durch Zusammenwerfen unter einen zu weiten Begriff verwischen sollte.

Würden die Ammonitenschiefer des Liwocz nur eine dünne oder wenig mächtige Lage innerhalb eines grösseren, flyschartig entwickelten Complexes vorstellen, wie dies mit den Przemysler Mergelschiefern der Fall zu sein scheint, so würde der Zusammenziehung eine gewisse Berechtigung nicht abzusprechen sein. Dies ist aber in dem bisher untersuchten, allerdings kleinen Terrain nicht der Fall, da bilden die Liwoczschiefer von unten bis oben eine gleichmässig in der oben beschriebenen Weise zusammengesetzte Abtheilung.

Ob die Liwoczschiefer im Streichen nicht doch mit Ropiankaschichten inniger verknüpft sind, könnte erst die nächstjährige Aufnahme erweisen. Im Liwoczgebirge ist dies nicht der Fall.

Ferner ist es gar nicht erwiesen, dass sich die Liwoczschiefer mit den Ropiankaschichten stratigraphisch wirklich völlig decken. Die gleichmässige Ueberlagerung beider Gebilde durch massige Sandsteine macht es allerdings einigermassen wahrscheinlich, dass ihre obere Grenze zusammenfällt, ob das aber auch mit der unteren der Fall ist, darüber kann man nicht einmal Vermuthungen aussprechen. Es stellt sich damit die völlige Zusammenfassung der genannten Ablagerungen um so mehr als unstatthaft und geeignet dar, unerwiesene Vorurtheile zu schaffen.

Die Abscheidung der cephalopodenreichen Schichtgruppen von den als „Flysch" im engeren Sinne erscheinenden Ropiankaschichten scheint mir demnach nicht nur erlaubt, sondern geradezu von Nutzen. Wenn einmal durch stratigraphische Studien die Gleichalterigkeit gewisser heteropischer und vielleicht theilweise in einander übergehender Gebilde nachgewiesen sein wird, dann kann man erst daran gehen, Localnamen fallen zu lassen und sich vorwiegend abstracterer Bezeichnungen zu bedienen.

So weit ist aber die Karpathengeologie noch lange nicht vorgeschritten und kann desshalb vorläufig gewisser Localnamen nicht entrathen.

Grobbankige Sandsteine der mittleren (und oberen?) Kreide.

(Mittlerer Karpathensandstein, Sandstein der mittleren Gruppe, Jamnasandstein Paul und Tietze, Godula- und (?) Istebner Sandstein Hohenegger.)

Sowohl über den Liwoczschiefern, als den Ropiankaschichten folgt eine dem Gesammtcharakter nach grobbankige oder massige Sandsteinbildung, welche im Liwoczzuge und im ungarisch-galizischen Grenzgebirge auftritt und die orographische Selbstständigkeit und Höhe dieser Bergzüge bedingt.

Im Liwoczgebirge ist es ein weisser, hellgelber oder hellgrauer feinkörniger, seltener mittelkörniger Sandstein mit wenig Kalkcement, dessen Bänke einen halben bis zwei Meter Dicke zeigen. Als Zwischenmittel treten dünne, schieferige oder sandige Lagen von dunklerer Färbung und geringer Mächtigkeit auf. In der oberen Partie erscheinen einzelne mächtige Bänke eines groben, ziemlich lockeren Quarzconglomerates. In dieser Weise ist die Abtheilung an der dem Wisloka-Durchbruche parallelen Strasse von Kolaczyce nach Jasło, in der Podzamcze genannten Gegend zum Theil durch Steinbrüche gut aufgeschlossen.

Im eigentlichen Liwocz, am linken Wisloka-Ufer dagegen ist das vom massigen Sandstein eingenommene Territorium stark bewaldet und sehr mangelhaft aufgeschlossen. In Wróblowa befindet sich ein Steinbruch, welcher in feinkörnigem, massigem, hellgefärbtem Sandstein angelegt ist, der dem Jamna-Sandstein Ostgaliziens sehr ähnlich ist.

Etwas anders stellt sich diese Abtheilung im Grenzgebirge dar. Typische, massige Sandsteine in Bänken von 2—4 Meter Mächtigkeit findet man wohl nur im nördlichsten und zugleich höchsten Zuge desselben an, die Höhen und Abhänge der Wątkowa Magura, des Kolanin etc. zusammensetzend. Weiter nach Süden nimmt das schieferig-sandige oder thonig-mergelige Zwischenmittel an Mächtigkeit zu, bei gleichzeitiger Abnahme der Dicke der Sandsteinbänke, so dass aus dem massigen Sandsteine auf diese Weise ein dickplattiger wird, der aber immer noch eine viel massigere Entwicklung, als z. B. der eocäne Sandstein zeigt. Das schieferige Zwischenmittel hat meist dunkle, bald mehr grünliche, bald mehr schwärzliche, selten bräunliche Färbung, und zeigt eigenthümliche, schwärzlich-blaue Beschläge. Stellenweise nimmt es so sehr überhand, dass man ein besonderes Schichtglied, etwa dem Eocän entsprechend, vor sich zu haben glaubt, wie denn auch Dr. Szajnocha[1]) in der That einzelne Partien dieser Schichtgruppe unter dieser Bezeichnung ausgeschieden hat, doch ganz mit Unrecht; eine aufmerksame Verfolgung derselben lässt bald unzweifelhaft erkennen, dass man es mit einem einheitlichen Gebilde zu thun habe. Auch die Beschaffenheit des Sandsteines ist eine eigenthümliche. Es ist dies ein fast stets feinkörniger, harter, quarzitischer Sandstein von meist grünlicher, selten heller Färbung, welcher zuweilen gebändert und stets prismatisch zerklüftet ist. Die Zusammensetzung dieser Abtheilung, wie sie sich an den Berggehängen und Durchbrüchen im südlicheren Theile des Grenzgebirges darstellt, ist meist etwa folgende: 2 Meter bräunlicher Mergelschiefer mit schwärzlich-blauen Beschlägen, $^1/_2$ Meter dicke grünliche, harte, vertical zerklüftete Sandsteinlage, $^1/_2$ Meter schieferiges Zwischenmittel, dann eine Wechsellagerung von $^1/_2$—2 Decimeter mächtigem, grünlichem, hartem Sandstein mit etwa $^1/_4$ Meter dicken grünlichen, fein zerbröckelnden Mergelschiefer-Zwischenlagen, sodann wieder eine etwa $^1/_2$ Meter mächtige Sandsteinlage und so fort. Nach Norden zu wiegen die Sandsteine vor, dagegen nach Süden zu, gegen das Saroser Comitat, ist die Entwicklung des schiefrigen Zwischenmittels eine reichlichere, man trifft da oft 2—8 Meter mächtige, dünnschichtige Mergelschieferpakete an. Es ist wohl diesem Umstande zuzuschreiben, dass der Grenzkamm selbst niedriger ist, als die nördlichste Bergreihe des Grenzgebirges, die Wątkowa Magura etc.

Die Grenzschichten gegen die Ropiankaschichten sind dadurch charakterisirt, dass zwischen den dicken Sandsteinbänken dünne röthliche oder bläuliche und grünliche Thonzwischenlagen entwickelt sind, welche den Uebergang zu den bunten Thonen vermitteln, die gewöhnlich die hangende Partie der Ropiankaschichten bilden. Quarzconglomeratbänke sah ich nur im Wątkowa-Zuge, auf dessen Höhe mächtige Sandsteinblöcke von mehreren Cubikmetern Inhalt aus dem Boden herausragen und jene eigenthümlichen Verwitterungsformen zeigen, die die Herren Paul und Tietze an dem massigen Jamna-Sandstein Ostgaliziens beobachteten und auf die weiter unten bei Besprechung des Czarnorzeki-Kammes näher eingegangen werden soll.

[1]) Verhandlungen der k. k. geol. Reichsanstalt 1881, pag. 345.

Der massige Sandstein ist nahezu versteinerungsfrei; bei Barwinek, Dukla S. fand Herr Ingenieur J. Noth einen etwa 6 Millimeter grossen Schalenabdruck, welcher deutlich mehrere zierliche Rippen, ähnlich denen gewisser Megerleien, erkennen lässt; eine Bestimmung des Stückes war undurchführbar.

Am südlichen Abhange der Wątkowa Magura, auf dem Wege gegen das Dorf Swierżowa, fand ich mehrere Sandsteinstücke, die von zahlreichen, mit einer dünnen Kalkschale ausgekleideten, etwa 1 Centimeter breiten Röhre durchzogen waren. Diese Röhren sind ebenfalls wieder mit Sandstein ausgefüllt und sind wohl sicher als die Röhren von Bohrwürmern oder vielleicht Bohrmuscheln zu betrachten. Wenn dieser Fund auch keineswegs irgend eine Bedeutung für die Altersbestimmung des massigen Sandsteines hat, so ist er doch immerhin interessant und geeignet, die Annahme von der litoralen Entstehung desselben, die wohl von den meisten Geologen getheilt und neuerdings von Th. Fuchs[1]) ganz bestimmt ausgesprochen wurde, zu bekräftigen.

Zur Lösung der Frage nach dem geologischen Alter der grobbankigen oder massigen Sandsteine konnte kein neues Material beigebracht werden. Es kann nur aus geologischen Gründen einigermassen wahrscheinlich gemacht werden, dass dieselben mindestens dem Gault (*Albien Orb.*) und vielleicht auch einem Theil der oberen Kreide, dem Cenoman entsprechen, wie dies ja auch so ziemlich mit den bisher geltenden Anschauungen übereinstimmt. Für die Mitvertretung der obersten Kreide (etwa des Turon und Senon) im grobbankigen Sandstein ergaben sich dagegen keinerlei bestimmte Anhaltspunkte, ja es sprechen im Gegentheil gewisse Verhältnisse in den angrenzenden Gebieten dagegen.

Wir wissen, dass sich in Ostgalizien über den Jamnasandsteinen schwarze Schiefer mit *Amaltheus Requienianus Orb.*, *Psammobia aff. impar Zitt.*, *Panopaea aff. frequens Zitt.* einstellen, welche nach Vacek[2]) eine sichere Vertretung der obersten Kreide, vielleicht als Aequivalente der Gosauformation beweisen. Diese Spaser Schiefer lassen sich nach Paul noch in der Gegend südöstlich von Przemysl erkennen, verschwinden dann aber allmälig. Auch in unserem Gebiete fehlen sie vollständig, und es liess sich auch keine Schichtfolge ausscheiden, die man eventuell als Aequivalent der Spaser Schiefer hätte ansprechen können.

Anderntheils wissen wir durch Hohenegger's[3]) classische Arbeiten in Schlesien, dass der Friedecker Baculitenmergel und der Baschker Sandstein (approxim. Turon und Senon) von Westen her transgredirend auftreten, ihre selbstständige geographische Ausdehnung haben und ungefähr an der mährisch-schlesischen Grenze verschwinden; weiter nach Osten wurden sie nicht nachgewiesen. Dagegen streicht der Godulasandstein (Aptien und Gault) nach Galizien hinüber, und mit ihm steht in inniger Verbindung der Istebner Sandstein (annäherungsweise Cenoman nach Hohenegger), der mit dem Godulasandstein dieselbe

[1]) Neues Jahrbuch, Beilageband II, pag. 537.
[2]) Jahrbuch d. geol. R.-A. 1881, 31. Bd., pag. 196.
[3]) Die geognostischen Verhältnisse der Nordkarpathen etc. Gotha 1861, pag. 30—33.

Verbreitung einhält und von ihm nur schwer zu trennen ist. Dies legt die Vermuthung nahe, dass die grobbankigen Sandsteine unseres Gebietes nur dem Godulasandsteine, und vielleicht auch dem Istebner Sandsteine entsprechen, die Aequivalente der obersten Kreide dagegen fehlen. Es eröffnet sich da eine Frage, die wohl nur durch die weiter nach Westen fortschreitenden Aufnahmen und den Anschluss an Hohenegger's Arbeitsgebiet zu lösen sein wird.

Es will indessen mit dem Vorhergehenden nicht geradezu gesagt sein, dass in Westgalizien eine entschiedene Lücke in der Sedimentreihe, der obersten Kreide entsprechend vorhanden sei; es wäre ja ganz gut denkbar, dass die massigen und grobbankigen Sandsteine daselbst alle Niveaus bis zum Eocän vertreten, allein nach den bisher vorliegenden, freilich sehr dürftigen Daten kann dies mindestens nicht als sehr wahrscheinlich bezeichnet werden.

Die Aequivalente des in Rede stehenden grobbankigen Sandsteines wurden in den Karpathen unter mehrfachen Bezeichnungen ausgeschieden, am frühesten in Schlesien durch Hohenegger als Godula- (und Istebner?) Sandsteine, in Galizien durch Paul und Tietze als mittlere Karpathensandsteine, Sandsteine der mittleren Gruppe und Jamnasandsteine. Speciell unter dem Jamnasandsteine versteht man einen lichten oder hellgelblichen, massigen, bei der Verwitterung in grosse Klötze zerfallenden Sandstein von feinem, gleichmässigen Korn ohne Kalkcement, welcher in Ostgalizien in den ersten an die Ebene angrenzenden Wellen auftritt. Nach den übereinstimmenden Beobachtungen von Paul, Tietze[1]) und Vacek[2]) verliert derselbe nach Süden hin sein charakteristisches Aussehen, indem er Glimmerblättchen in Menge aufnimmt und besser geschichtet erscheint.

Eine ähnliche Thatsache ergab sich auch in meinem Gebiete. Im Liwoczgebirge ist diese Abtheilung durch ziemlich plumpe, fast massige helle Sandsteine mit wenig Zwischenmittel vertreten, die man fast Jamnasandsteine nennen könnte. Im Grenzgebirge aber tritt die massige Entwicklung sehr zurück, der Sandstein wird hart, kieselig, weniger grobbankig und das schiefrige Zwischenmittel nimmt zuweilen stark überhand, so dass eine Facies herausgebildet wird, auf die man den Namen Jamnasandstein nicht mehr übertragen kann.

Da wir nun unter dem Jamnasandsteine eine ganz bestimmte, wohl charakterisirte und sehr eigenthümliche Facies des massigen Sandsteins der mittleren Kreide verstehen, und ebenso der Godula- und Istebner Sandstein stratigraphisch ziemlich scharf begrenzte Begriffe darstellen, könnte man vielleicht gerade die indifferenteren Ausdrücke, wie „Mittlere Gruppe der Karpathensandsteine", oder „Mittlere Karpathensandsteine" als die passendsten ansehen, um die grobbankigen Sandsteine der Kreideformation Westgaliziens darunter zu subsummiren. Ich habe trotzdem nach einigem Zögern eine andere, wenn auch in sich eine Frage enthaltende Bezeichnung vorgezogen, da die erwähnten Bezeichnungen gar zu vage und unbestimmt sind und auch den thatsächlichen Verhältnissen nicht völlig entsprechen. Sie waren zur Zeit,

---

[1]) Neue Studien p. 289.
[2]) l. c. p. 196.

als sie aufgestellt wurden und die Gliederung der karpathischen Flyschgebiete eben erst in der Entwicklung begriffen und in die richtige Bahn gelenkt war, glücklich gewählt und ganz brauchbar, sie kündigen aber gewissermassen von vorneherein einen Verzicht auf nähere stratigraphische Horizontirung an, während doch unser Bestreben gerade dieser zugewendet sein muss. Es sollten daher diese Bezeichnungen lieber durch andere ersetzt werden. Vorläufig ist es freilich kaum möglich einen präciseren Ausdruck zu finden, als den oben gewählten.

Der richtigste Vorgang wäre wohl der gewesen, auch für die südliche Facies des Jamnasandsteins einen besonderen Localnamen zu ertheilen. Ich unterliess dies jedoch aus dem Grunde, weil diese Facies, wie aus der Literatur hervorzugehen scheint, namentlich in der südlichen Kreideaufbruchszone in Oberungarn eine grosse Rolle spielt und ich von diesem ausgedehnten Gebiete zu wenig gesehen und untersucht habe.

Die südliche Facies streicht über die galizisch-ungarische Landesgrenze nach Ungarn hinüber und nimmt im angrenzenden Sároser Comitat nicht unbedeutende Strecken Landes ein. Sie wurde daselbst von Paul [1]) seinerzeit als Magurasandstein ausgeschieden; die daselbst, wie es scheint, etwas mächtiger entwickelten Zwischenbildungen zwischen den Ropiankaschichten und den massigen Sandsteinen haben den Namen Beloweszaschichten erhalten. (Vergl. weiter unten bei Beschreibung des Sáros-Gorlicer Gebirges.)

Eocän.

Gewöhnlich sind es kalkarme, krummschalige, seltener plattige, grünlichgraue, hell gelbbraun verwitternde Hieroglyphensandsteine in Wechsellagerung mit schiefrigen und sandigen Thonen und Mergeln, welche diese Formation vertreten. Die einzelnen Sandsteinbänke, deren Reichthum an mannigfaltigen Hieroglyphen ein ausserordentlich grosser ist, sind meist nur $^1/_2$—2 Dm. mächtig; nur beschränkte Partien nehmen zuweilen eine grössere Dicke an, und dann stellt sich auch fast regelmässig ein grobkörniger, conglomeratartiger Sandstein mit Steinkohlenbröckchen, zertrümmerten Muschelschalen und Bryozoën ein. Durch örtliches Vorwalten der bläulichen oder grauen Mergelschieferzwischenlagen erhält das Eocän stellenweise eine etwas abweichende Beschaffenheit. Ganz untergeordnet treten statt der bläulichen schiefrigen Thone und Mergel auch schwärzliche auf, wie auf dem Wege von Brzyski gegen den Liwocz.

Diese eocänen Hieroglyphensandsteine, die von Paul und Tietze früher auch als obere Hieroglyphenschichten bezeichnet wurden und nach den Schilderungen der Autoren in Ostgalizien eine ganz ähnliche Beschaffenheit besitzen, unterscheiden sich von den Sandsteinen der Ropiankaschichten durch geringeren Kalkgehalt, geringeren Reichthum an Glimmer, die mehr gelbgraue oder grünliche Färbung und die im Ganzen viel eintönigere Entwicklung. Im Allgemeinen wird man

[1]) Dieses Jahrbuch 1869, 19. Bd., p. 274.

bei einigermassen guten Aufschlüssen nur selten in Verlegenheit kommen, die Ropiankaschichten vom Eocän auseinanderzuhalten, indessen kommt es doch wohl vor, dass sich bei localem Mangel der vielfachen für die Ropiankaschichten charakteristischen Gesteinstypen, wie z. B. der Fleckenmergel, Zweifel oder Unsicherheiten einstellen.

An vielen Localitäten konnte in der oberen Partie des Eocänen, in der Nähe des dasselbe überlagernden Menilitschiefers eine Aenderung der Gesteinsbeschaffenheit wahrgenommen werden; die einzelnen Sandsteinbänke werden viel mächtiger, mürber, zuweilen auch grobkörniger, verlieren ganz die krummschalige Beschaffenheit und werden zuweilen so mürbe, dass sie sich fast nur als leichtgekittete Sande darstellen. Nur einzelne kugelige oder elliptische Massen von 1 Dm. bis höchstens 1 Meter Durchmesser zeichnen sich durch bedeutendere Härte aus und ragen in natürlichen Aufschlüssen aus der weicheren verwitterten Umgebung kugelig hervor, so dass man diese Sandsteine darnach Kugelsandsteine nennen könnte. Eigenthümlich ist es, dass die Längsachsen der mehr elliptischen Stücke nicht immer mit den Schichtlinien parallel laufen, sondern sie unter verschiedenen Winkeln kreuzen. Aehnliche Gesteine haben auch Paul und Tietze[1]) im Eocän von Ostgalizien beobachtet und beschrieben. Gut aufgeschlossen findet man diese Sandsteine südlich von Brzyski bei Kolaczyce, südlich von Kolaczyce, am Wislokaflusse, nahe der Strasse nach Jasło, im Szklaribach bei Harta, Dynów N, im Pstrągowathale, Czudec SW, und an der Wislokfähre südlich von Czudec und an vielen anderen Orten.

Eine Scheidung des Eocäns in zwei Abtheilungen, wovon die eben beschriebene als die jüngere zu betrachten wäre, war vorläufig nicht durchführbar. Die Zeit, welche mir zur Karpathenaufnahme zur Verfügung stand, reichte nicht hin, um gerade den Grenzen zwischen Eocän und Menilitschiefer jedesmal die genügende Aufmerksamkeit widmen zu können; ausserdem sind die Aufschlüsse nur selten derart, um in dieser Richtung befriedigende Beobachtungen zu gestatten. Wenn man die schönen Aufschlüsse begeht, welche südlich von Jasło bis Zmigród in einer Erstreckung von ungefähr 16 Kilometer durch den Wislokafluss hergestellt sind, so beobachtet man einen oftmaligen Wechsel von den gewöhnlichen oberen Hieroglyphenschichten mit Kugelsandsteinen oder grobbankigen Sandsteinen, die denselben petrographisch sehr nahe stehen. Diese oftmalige Wiederkehr ist eine Folge wiederholter Einfaltung des ganzen Schichtsystems; ob aber in den grobbankigeren Sandsteinen oder Kugelsandsteinen wirklich jedesmal die jüngeren Glieder des Eocänen vorliegen, ist nicht leicht zu entscheiden, da in dem ganzen Querschnitte nirgends Menilitschiefer auftreten, durch welche die stratigraphische Stellung entschieden werden könnte. Es wäre eben ganz gut möglich, dass sich die erwähnte Facies in verschiedenen Horizonten des Eocäns einfindet.

In der Umgebung von Jasło ist dem Eocän eine kaum mehr als 5 Dm. mächtige Lage von hellgelben, sehr fein spaltbaren Kalkmergelplatten von splittrigem Bruche und rauhen Schichtoberflächen eingeschaltet, die nach ihrer Färbung und plattigen Beschaffenheit einiger-

[1]) Neue Studien, p. 247.

massen an die gröberen Zwischenlagen des Solenhofener Schiefers erinnern. Die ganze Partie ist übrigens nicht ausschliesslich aus diesen beim Zerschlagen hell klingenden Kalkmergelplatten zusammengesetzt, sondern es finden sich dazwischen auch einzelne helle Mergelschieferlagen ein, wie sie im eocänen Flysch überall vorkommen. Den Menilitschiefern sind diese hellen Kalkschiefer nicht ähnlich, enthalten aber, wie diese, ebenfalls Fischreste [1]). Ihre Fischfauna ist eine kleine; es wurden bisher an 4—5 durchaus kleine, gut erhaltene Arten aufgefunden, wovon zwei besonders charakteristisch zu sein scheinen und in der Fauna der Menilitschiefer von Brzezówka nicht vorkommen (siehe das folgende Capitel). Ausserdem wurde ein nicht näher bestimmbares Blattfragment und tangartige Abdrücke gefunden [2]). In der Umgebung von Jasło werden diese Kalkschiefer zum Kalkbrennen verwendet, und fallen vermöge ihrer hellgelben Färbung und grösseren Härte leicht auf. Ich beobachtete sie auf dem Wege von Lipnica nach Skołyszyn, Jasło NW, an der Kaiserstrasse bei Skołyszyn, auf der Anhöhe zwischen der Stadt Jasło und dem Wirthshause Łapigusz, Jasło SO, bei Łapigusz selbst und in dem kleinen Graben, der die Gemeindegrenze zwischen Sobniów und Wolica bildet, nicht weit von der von Jasło nach Tarnowiec führenden Strasse. Es dürfte darin vermuthlich ein nur locales Vorkommen vorliegen, denn die bereits erwähnten fast continuirlichen Eocänaufschlüsse an der Wisloka zwischen Jasło und Zmigród lassen nichts mehr von dieser Einschaltung wahrnehmen. Ob sie vielleicht weiter nach Westen hin anhält, werden die nächstjährigen Aufnahmen lehren.

In der beschriebenen Gestalt nimmt das Eocän an der Zusammensetzung der Blätter Tyczyn-Dynów, Brzostek-Strzyżów, Jasło-Dukla einen hervorragenden Antheil, indem es in Verbindung mit spärlicherem Menilitschiefer vorwiegend die Territorien zwischen dem Nordgürtel und den hervorragenden oligocänen und cretacischen Bergzügen, dem Helm-Czarnorzeki-Zuge, dem Liwocz- und dem ungarisch-galizischen Grenzgebirge einnimmt. Nach seiner Facies nähert es sich, wie schon angedeutet, am meisten den Ropiankaschichten. Secundäre Knickungen und Faltungen sind hie und da, bei besonders weicher Gesteinsbeschaffenheit und dünnschichtiger Entwicklung vorhanden, aber doch ziemlich selten und niemals in besonders beträchtlichem Grade.

Im Südwesten des Blattes Jasło-Dukla an der Westgrenze des Aufnahmsgebietes vollzieht sich innerhalb der Eocänformation eine ziemlich erhebliche Faciesänderung, deren Bedeutung und Ausdehnung erst durch die nächstjährige Aufnahme zu erkennen sein wird. Im Bednarkabache bei Cieklin, Jasło SW, treten noch typische Hieroglyphenschichten auf, wie sie allenthalben für das Eocän charakteristisch sind. Einen Kilometer weiter westlich, in der Richtung gegen Lipinki, am Nordabhange des Cieklinkaberges, stellen sich dagegen in grosser Mächtigkeit rothe, petrolhältige Thone ein [3]), die aber noch mit Hieroglyphensandsteinen in Verbindung stehen. Diesen ist aber eine Lage

---

[1]) Verhandl. d. geol. R.-A. 1882.

[2]) Walter hat in Olszanica (Mittelgalizien) Fischreste in Sandsteinen aufgefunden, die er für Eocän anspricht. Jahrb. 1880, 30. Bd., p. 640.

[3]) cf. Szajnocha l. c.

von grünem, tuffigem, glaukonitischem, grobkörnigem Sandstein eingeschaltet, die sich durch Nummulitenführung auszeichnet. Es ist dies genau dieselbe Bank, welche anch in Ropa bei Grybów auftritt und dort dieselben Nummuliten enthält [1]). Szajnocha [2]) hat diese Facies des Eocäns, deren rothe Thone von denen der Ropiankaschichten petrographisch nicht zu unterscheiden sind, auch im Gorlicer Kreise studirt und an einer Stelle in der Nähe des Dorfes Małastow auch einen Nummuliten, sowie eine *Alveolina*, ähnlich der *Alveolina longa Czijz.* aus dem Stockerauer Eocän gefunden.

Nach seinen Beobachtungen, sowie denen der Herren Walter und Dunikowski [3]), welche die Nummulitenbank auch im Gorlicer Kreise an vielen Stellen vorfanden, scheint sich diese Facies in ihrem Vorkommen auf das Grenzgebirge und dessen westliche Fortsetzung zu beschränken, im nördlich vorliegenden Hügellande aber der vorher besprochenen Facies der krummschaligen Flyschsandsteine Platz zu machen. Diese letztere enthält zwar auch da und dort Einlagerungen von rothem Thone, aber in nicht beträchtlichem Masse. Dagegen fehlt im Hügellande die glaukonitische, conglomeratartige Nummulitenbank, die im südlicheren Gebirgslande die Rolle eines Leitgesteines spielt, vollständig; es treten da wohl conglomeratartige Sandsteine auf mit Bryozoën und Conchylientrümmern, aber ohne Nummuliten.

Die aufgefundenen Nummuliten genügen vollständig, um den Altersnachweis der südlichen Facies zu liefern. Da die letztere mit der im Hügelland entwickelten in innigem Zusammenhange steht und auch innerhalb dieser, wenigstens in Bóbrka nach Paul und Tietze [4]), ein Nummulit gefunden wurde, kann wohl die bisherige Deutung der „oberen Hieroglyphenschichten“ als Vertreter der Eocänformation als ziemlich feststehend betrachtet werden. Damit stimmen die stratigraphischen Verhältnisse gut überein, welche da, wo keine Ueberstürzung vorhanden ist, eine Ueberlagerung durch den oligocänen Menilitschiefer erweisen. Die paläontologische Untersuchung der Fischreste der Kalkschiefer aus der Umgebung von Jasło wird vielleicht auch zu interessanten Ergebnissen führen, wird jedoch wohl erst dann mit Erfolg vorgenommen werden können, wenn Herr Dr. Bosniaski die Untersuchung der Fische der Menilitschiefer beendet und die Resultate derselben veröffentlicht haben wird.

Schliesslich habe ich noch zu erwähnen, dass zu Zarnowa, $1^1/_2$ Kilometer östlich von Strzyżów, an der Nordseite der Kaiserstrasse, da, wo sich diese zum Wislokaflusse zu senken beginnt, aus dem eocänen Hieroglyphensandstein eine nicht unbedeutende Salzquelle hervortritt [5]).

Zu Zamoklęski, westlich von Zmigród, am Fusse des Grenzgebirges, soll eine Schwefelquelle vorhanden sein, über welche ich nichts Näheres erfahren konnte. Sie dürfte vielleicht auch dem dort

[1]) Verhandl. d. geol. R.-A. 1882, pag. 71.
[2]) Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1880, p. 307, 308; 1881, p. 344.
[3]) l. c.
[4]) Neue Studien p. 281.
[5]) Vgl. Kelb, dieses Jahrbuch 1876, 26. Bd. pag. 191.

verbreiteten Eocän angehören. Pusch erwähnt dieselbe bereits in seiner geogn. Beschreibung von Polen II, pag. 118.

Oligocän.

Das Oligocän gliedert sich in den Karpathen, wie bekannt, in eine untere Stufe, den Menilitschiefer, und eine obere, den Magurasandstein. Der letztere wird in unserem Gebiete theilweise durch die Bonarówkaschichten ersetzt.

I. Menilitschiefer. Wohl kein Glied der alpin-karpathischen Sandsteinzone zeigt eine so eigenthümliche, leicht kenntliche und auf so weite Strecken hin trotz untergeordneter, regionaler Verschiedenheiten gleichbleibende Beschaffenheit, wie der Menilitschiefer. Obwohl er nur wenig mächtig ist, wird er doch vermöge seiner petrographischen Eigenthümlichkeiten bei genaueren Untersuchungen nicht leicht übersehen werden und bietet so häufig wünschenswerthe Handhaben zur Erkenntniss der stratigraphischen Verhältnisse. Seine Petrographie ist bereits des öfteren so ausführlich besprochen worden, dass ich mich diesbezüglich kurz fassen kann. Am häufigsten erscheint er als bituminöser, leicht spaltbarer, durch die Verwitterung von selbst sich blätternder Schiefer von hellchokoladebrauner bis dunkelbrauner, selten schwärzlicher oder bläulicher Färbung mit fast nie fehlenden gelben Beschlägen.

Diese Ausbildung, welche das Vorkommen von Fischresten besonders begünstigt, erscheint namentlich in der Umgebung von Krosno in sehr typischer Weise. Geringe petrographische Aenderungen werden durch die Aufnahme von Sand hervorgerufen, welcher den Menilitschiefer zu einem weniger feinblättrigen, sandigen Schiefer mit rauhen Schichtflächen umgestaltet. Durch reichlichere Aufnahme von Kieselsäure wird er hart, kieselig, muschlig brechend, klingt hell unter dem Hammer und zeigt dann meist bläulich weisse Beschläge, wie viele Menilitschiefer Schlesiens. Sehr häufig, doch nicht immer, treten in Verbindung mit den Schiefern weisse, bräunliche und schwarzliche, zuweilen gebänderte Hornsteine in Bänken von $^1/_2$ bis 2 Dm., sehr selten 3 Dm. Dicke auf, ohne dass sich eine bestimmte Gesetzmässigkeit in der Aufeinanderfolge erkennen liesse. Da, wo Hornsteine in die Zusammensetzung eintreten, erscheinen meist auch mehr minder dickbankige, grünliche oder weisse, grobkörnige, kieselige Sandsteine, die sich oft zwischen die Hornsteinbänke einschalten und von denselben nicht abgeschieden werden können. Diese Sandsteine haben meist die Eigenthümlichkeit, dass ihre Schichtflächen wie geglättet erscheinen. Am Kamieniecberg, südöstlich von Dembica, tritt ein heller gebänderter Hornstein auf, in welchem kleinere, scharf begrenzte Partien einzelner Hornsteinbänder von 2—3 Cm. Länge durch hellen Sandstein ersetzt sind. Nördlich von Odrzykón bei Krosno auf dem Wege nach Krasna, erscheinen im Menilitschiefer Sandsteinbänke, wovon eine ziemlich grosse Conchylienfragmente enthält; etwas bestimmbares war aber nicht zu erlangen.

Auch das von Paul und Tietze[1]) beschriebene, räthselhafte gangförmige Vorkommen eines harten kieseligen Sandsteines im Menilit-

[1]) Neue Studien pag. 197, Studien pag. 73.

schiefer konnte an einer Stelle, bei Borek an der Strasse nach Hyzne, Tyczyn S., beobachtet werden.

Auch im ungarisch-galizischen Grenzzuge haben die Menilitschiefer und Hornsteine eine ganz ähnliche Beschaffenheit, nur schalten sich an einzelnen Stellen, wie in der grossen Oligocänmulde von Mszanna, Dukla S., schwarze Schiefer ein, welche den jenseits des Grenzkammes, im Sároser und Zempliner Comitate so verbreiteten schwarzen Smilnoschiefern ausserordentlich ähnlich sind. Auch südlich von Desznica, Zmigród SW., hat der Menilitschiefer ein dem Smilnoschiefer sehr ähnliches Aussehen. Es ist sehr bemerkenswerth, dass der Menilitschiefer auch in dieser Gegend gegen Süden eine etwas geänderte, an den Smilnoschiefer erinnernde Facies annimmt, wie dies Paul, Tietze und Vacek[1]) aus ihren Aufnahmsgebieten in Ostgalizien erwähnen. In der Menilitschieferpartie von Mszanna tritt ausserdem noch im nordwestlichen Theile dieses Dorfes ein grauer oder hellbräunlicher, dünnschichtiger Mergelschiefer mit einzelnen krummschaligen Sandsteinen und selbst einigen massigen Sandsteinbänken hinzu, welche man, wenn man nicht den Zusammenhang mit typischen und sicheren Menilitschiefern schrittweise verfolgen könnte, jedenfalls in anderem Sinne deuten würde. Dr. Szajnocha[2]) hat diese heteropischen Einlagerungen ebenfalls beobachtet und beschrieben. Aehnliche Vorkommnisse erwähnt Zuber[3]) aus Ostgalizien. Eine ähnliche Verbindung massiger, kieseliger, harter Sandsteine mit Menilitschiefer gibt sich auch südlich von Kąty, Zmigród S., im Wislokathal zu erkennen. Als ein ferneres locales Gebilde im Menilitschiefer ist ein eigenthümlicher, heller, unreiner, mergeliger und dolomitischer Kalkstein zu erwähnen, wie er auf der Anhöhe östlich vom Dorfe Zamokleski, Zmigród W., und südlich von Cieklin, Jaslo SW., vorkommt. Dieser Kalkstein erscheint manchmal als Breccie, deren einzelne Bestandtheile durch gelben oder bräunlichen krystallinischen Braunspath verbunden sind. Aehnliche Gesteine beschrieb neuerlich Rzehak aus dem mährischen Menilitschiefer. Eine ebenfalls schon öfter erwähnte Eigenthümlichkeit der Menilitschiefer ist ihr Reichthum an Eisen, der sich sowohl durch das örtliche Vorkommen dünner Thoneisenflötze, als auch das Hervorquellen eisenoxydhydrathältiger Wässer documentirt[4]).

Endlich muss ich noch des vereinzelten Vorkommens eines etwa faustgrossen, elliptisch gerundeten Geschiebes eines Gabbro gedenken, welches dem Menilitschiefer von Borek, Tyczyn S., eingelagert war. Der Menilitschiefer zeigt vielfach schöne, secundäre Faltungen; die Hornsteinbänke sind zuweilen wellig gekrümmt.

Die Frage nach dem geologischen Alter der Menilitschiefer wurde schon von den älteren Autoren dahin entschieden, dass diese merkwürdigen Gebilde als Oligocän zu betrachten seien. Es hat hiezu nebst den Lagerungsverhältnissen über nummulitenführenden Gesteinen in erster Linie ihre seit lange bekannte Fischfauna Veranlassung gegeben,

---

[1]) Jahrbuch 1881, pag. 199.
[2]) Verhandlungen d. geol. R.-A. 1881, pag. 345.
[3]) Dieses Jahrbuch 1882, 32. Bd. pag. 365.
[4]) Paul und Tietze, Studien etc. pag. 75.

deren erste Bearbeitung ein Verdienst Heckel's[1]) ist. Obwohl neuerdings auch Sauvage[2]), Kramberger[3]) und Rzehak[4]) werthvolle Beiträge zur Kenntniss dieser Fauna geliefert haben, ist dieselbe doch noch nicht in ihrer Vollständigkeit bekannt und haben wir von der Monographie der galizischen Menilitschiefer-Fauna, die Herr Dr. v. Bosniaski vorbereitet, eine bedeutende Bereicherung und Vergrösserung unserer Kenntnisse zu erwarten. Wie uns Tietze[5]) mittheilt, glaubt Bosniaski das Vorhandensein zweier altersverschiedener Fischfaunen nachweisen zu können, von welchen die ältere, durch *Meletta crenata* charakterisirte den Schichten mit *Clavulina Szaboi* Ungarns, die obere mit *Meletta longimana*[6]) und *Amphisyle* den Wurzenegger Schiefern entspricht.

Es wird abzuwarten sein, welche Beobachtungen und Thatsachen Bosniaski dieser Anschauung zu Grunde zu legen vermag, bevor man die theoretische Bedeutung derselben in den Kreis der Besprechung ziehen kann; die bis jetzt übliche cartographische Ausscheidung würde dadurch, wie man schon jetzt mit Dr. Tietze (l. c.) behaupten kann, kaum beeinflusst werden. Selbst wenn es sich erweisen sollte, dass beide Faunen an mehreren Orten über einander vorkommen und nicht etwa als local vicariirende Faunen zu betrachten sind, wird es doch wenigstens gegenwärtig nicht möglich sein, im Menilitschieferverbande zwei Niveaus von einander zu trennen. Der fischeführende Theil desselben gibt sich allenthalben als etwas durchaus gleichartiges, untrennbares, wo aber die zum Theil sehr mannigfaltigen Einlagerungen von Hornstein, Sandstein u. s. w. eintreten, konnte nirgends eine Gesetzmässigkeit in der Aufeinanderfolge erkannt werden. Eine Gliederung in einen oberen und einen unteren Horizont wäre dann rein willkürlich und künstlich.

Vor Allem ist aber die von Paul und Tietze[7]) und Vacek[8]) in der Mergelfacies der Menilitschiefer zu Vereczke entdeckte Molluskenfauna für die stratigraphische Stellung dieses Gebildes von der grössten Bedeutung.

Nach Vacek stimmt dieselbe mit derjenigen der unteroligocänen sandigen Mergel, die Hofmann im Szilágyer Comitat als Hangendes der eocänen Bréder Mergel nachgewiesen hat, sehr gut überein und zeigt ferner grosse Aehnlichkeit mit der Fauna der Sangoninituffe des Vicentinischen.

Der Menilitschiefer ist namentlich in seiner blättrigen Ausbildung fast überall ziemlich reich an Fischresten; man findet fast allenthalben mit einiger Mühe mehr minder gute und zahlreiche Fossilreste. Be-

---

[1]) Denkschr. d. k. Akademie, Wien, 1849, I.
[2]) Bull. Soc. géol. France 1870.
[3]) Palaeontographica 1879, 26. Bd., 3. Lfg. Dieses Jahrb. 1880, 30. B., p. 565.
[4]) Schriften des naturforsch. Ver. in Brünn, XIX. Bd.
[5]) Verhandl. d. geol. R.-A. 1881, p. 282.
[6]) Nur nebenbei will ich bemerken, dass Kramberger geneigt ist, *Mel. longimana* und *crenata* zusammenzuziehen (dieses Jahrbuch 1880, 30. Bd., p. 568). Rzehak l. c. nimmt die Vereinigung beider Arten unter dem Namen *Mel. Heckeli* Rzeh. direct vor.
[7]) Dieses Jahrbuch 1881, 31. Bd., p. 200.
[8]) Neue Studien p. 273.

sonders reich erwies sich die zwischen den Städten Krosno und Jasło gelegene Localität Brzezówka am Jasiołkaflusse, wo der Menilitschiefer in Gestalt eines ziemlich auffallenden Bergrückens vorbeistreicht und vom Jasiołkaflusse durchbrochen wird. Gerade gegenüber dem Dorfe befindet sich dieser Durchbruch, der zur Bildung eines Bruchufers führte. Man gewinnt daselbst in kurzer Zeit zahlreiche und besonders wohl erhaltene Reste von Fischen, unter welchen die Gattung Meletta stark vorwiegt; auch ein leider nicht näher bestimmbares Insect fand sich hier vor. In der Nähe dieser Localität wird sich eine Station der neuen galizischen Transversalbahn befinden, wodurch dieser reiche Fundort leicht zugänglich werden wird.

Der Menilitschiefer fehlt in keinem Theile des von mir begangenen Gebietes. Im Nordgürtel liegt er vielfach direct auf Ropiankaschichten und ist diesen, wie es scheint, ganz concordant eingefaltet. An dem Aufbaue des oligocänen Czarnorzeki-Helm-Zuges betheiligt er sich, indem er daselbst die Unterlage der oberoligocänen Sandsteinmassen bildet. Auch im ungarisch-galizischen Grenzgebirge spielt er eine wichtige Rolle und tritt daselbst zuweilen unter höchst eigenthümlichen Verhältnissen auf, die weiter unten näher besprochen werden sollen. Endlich erscheint er auch in den orographisch wenig hervorragenden und hauptsächlich aus eocänen Flyschen bestehenden Gebieten zwischen dem Grenzzuge, dem Liwocz, dem Helm-Czarnorzeki-Zuge und dem Nordgürtel, indem er daselbst meist schmale, mehr oder minder lange Mulden bildet und so in erwünschter Weise die Eintönigkeit der eocänen Flyschbildungen unterbricht. Eine der breitesten dieser Mulden ist wohl die, welche nördlich von Dynów über Blażowa und Borek, Tyczyn, Straszydlo und Siedliska, Tyczyn NO, hindurchstreicht und nördlich von Tyczyn an die Ebene herantritt.

II. Magurasandstein und Bonarówka-Schichten. Im Czarnorzeki-Zuge folgt über dem Menilitschiefer ein mächtig entwickelter massiger Sandstein, welcher das zweite Hauptniveau einer massigen Sandsteinbildung in der karpathischen Flyschzone darstellt, und in welchem sich die Entwicklung des massigen Sandsteins der mittleren Kreide der Facies nach genau wiederholt. Die über dem Menilitschiefer aufruhenden massigen Sandsteine hat Paul in der Arva als Magura-Sandsteine bezeichnet. In der Folge wurden freilich auch manche Sandsteine, von denen eine solche Lagerung nicht mit Sicherheit erweisbar war, mit diesem Namen belegt. Erst Vacek[1]) hat die ausgedehnte Verbreitung und Wichtigkeit dieses Niveaus in Mittelgalizien erwiesen und die stratigraphische Stellung desselben durch Fossilfunde fixirt.

Der Magura-Sandstein ist ein hellgelber, feinkörniger, mürber Sandstein, der in Bänken von $^1/_2$ bis mehreren Metern Mächtigkeit abgelagert ist und wenig schiefrigsandige Zwischenlagen enthält. Fast stets verbinden sich damit einige Bänke grobkörnigen und conglomeratartigen Sandsteins. Ueber der unteren Masse von Magura-Sandstein folgen schwärzliche, thonig-schiefrige, dünngeschichtete Lagen und dann ruht darauf die obere Partie von Magura-Sandstein. Es findet also auch hier, sowie in Mittelgalizien (nach Vacek l. c.) eine Zweitheilung des

---

[1]) Jahrb. 1883, 31. Bd. pag. 202.

Magura-Sandsteins in eine untere und eine obere Partie statt, nur enthält in Westgalizien die trennende Partie dunklen Schieferthones wie es scheint keine Fossilien, während Vacek (l. c. p. 202) darin zu Riszkania, Uszok NW, eine kleine Bivalvenfauna entdecken konnte (*Eburna Caronis Brong.*, *Melania striatissima Zitt.*, *Natica crassatina Lam.*, *Cardium fallax Micht.*, *Cytherea incrassata Lam.*, *cf. soror Desh. Cyrena semistriata Desh. Panopaea cf. angusta Nyst.*), welche mit der geologisch älteren Fauna von Vereczke ziemlich grosse Verwandtschaft hat, sich jedoch von derselben einerseits durch das Fehlen der Cerithien, andererseits durch das massenhafte Auftreten der grossen *Natica crassatina* unterscheidet. Vacek vergleicht den Magura-Sandstein speciell mit Hoffmann's Oligocängruppe O_5 des Szilágyer Comitats.

Die Magura-Sandsteine ruhen den Menilitschiefern nicht unmittelbar auf, sondern es vollzieht sich die Ueberlagerung unter Dazwischentritt eines mehrere Meter mächtigen, schiefrigen, rothen Thones, der auch die Zwischenlagen der ersten Sandsteinpartie bildet. In dem grossen oligocänen Gebirge zwischen Krosno und Domaradz tritt der Menilitschiefer in drei Zügen auf, welche vom oberoligocänen Magura-Sandstein stets durch rothen Thon getrennt sind.

In typischer Entwicklung tritt der Magura-Sandstein nördlich von Krosno, im Czarnorzeki-Zuge auf, wo die Schichtköpfe der den höchsten Kamm bildenden mächtigsten Bank ruinenartig aus dem Boden hervorragen und dieselbe Verwitterungsform zeigen, wie der Jamna-Sandstein Ostgaliziens und der massige Sandstein der Wątkowa Magura im ungarisch-galizischen Grenzzuge. Die nähere Beschreibung und muthmassliche Erklärung dieser Verwitterungserscheinung findet sich an den betreffenden Stellen des beschreibenden Theiles der Arbeit.

Auch im Menilitschiefer kommen fast stets mehr oder minder mächtige Sandsteineinlagerungen vor, die aber wohl nicht immer als Magura-Sandstein bezeichnet und als besonderes Niveau ausgeschieden werden können. Nur wenn sich die Sandsteine als eine selbstständige Gruppe über der Gesammtmasse der Menilitschiefer darstellen, wurden sie als Magura-Sandsteine ausgeschieden. Die letzteren unterscheiden sich übrigens auch petrographisch ganz gut von den im Menilitschiefer eingelagerten Sandsteinen, welche meist kieselig, ungleichkörnig und hart und oft durch eigenthümlich glatte Schichtoberflächen ausgezeichnet sind.

Magura-Sandstein begleitet den Menilitschiefer des Laurenzberges, nördlich von Krosno und setzt, wie schon erwähnt, den malerischen Czarnorzeki-Zug und dessen Fortsetzungen, die Krόlowska góra und Wyrwak zusammen und folgt dem Menilitschiefer bis zu den Dörfern Łącki und Łęki. Sonst konnte diese Bildung nirgends mit Sicherheit nachgewiesen und ausgeschieden werden. Den grössten Theil des oligocänen Helm-Czarnorzeki-Zuges setzen jene Gesteine zusammen, die unter dem Namen Bonarówkaschichten besprochen werden sollen.

Wenn man vom Dorfe Blizne bei Jasienica gegen den Bergzug Rynki, auf welchem die malerische Capelle-Blizne gelegen ist, aufsteigt, so erkennt man zuerst echten Menilitschiefer mit weissem Hornstein, dann rothen Thon und darüber einen harten, feinkörnigen kieseligen Sandstein, dessen einzelne 1—2 Dcm., ausnahmsweise bis 5 Dcm.

mächtigen Bänke mit schwärzlichen, schiefrigen Thonen wechsellagern. Verfolgt man diese Bildungen im Streichen, so zeigt es sich, dass bald die Schiefer, bald die Sandsteine vorwiegend entwickelt sind. Der Verband derselben ist aber ein so inniger, dass es unmöglich ist, darin Scheidungen vorzunehmen. In manchen Fällen setzen sich diese Schichten fast ausschliesslich aus schwarzen Schiefern zusammen, nur einzelne Thoneisenstein- und Sandsteinflötze erscheinen ihnen eingeschaltet, im Streichen aber nehmen sie mehr Sandsteine auf und stellen sich schliesslich als die oben beschriebene Wechsellagerung von kieseligen, feinkörnigen, meist ziemlich dunkelgrünen Sandsteinen und schwärzlichen Schiefern dar. Die Sandsteine unterscheiden sich von den Magura-Sandsteinen durch ihre kieselige Beschaffenheit, dunklere Färbung, den Mangel massiger Entwicklung und das Fehlen conglomeratartiger oder grobkörniger Lagen. Ein bezeichnendes Merkmal dieser Sandsteine ist es ferner, dass sie häufig durch den Wechsel dunklerer und hellerer Sandkörner gebändert erscheinen und bei der Verwitterung stets in prismatische Stücke zerfallen. Nur ausnahmsweise treten hie und da massigere Bänke auf, die an den Magura-Sandstein erinnern. In ihrer petrographischen Beschaffenheit erinnern die Bonarówka-Sandsteine zuweilen nicht wenig an gewisse Partien des Sandsteins der mittleren Kreide des Grenzzuges, die weiter oben beschrieben wurden. Ueberhaupt stellen diese letzteren Sandsteine im Vergleich zum typischen Jamna-Sandstein eine ähnliche Facies dar, wie die Bonarówka-Schichten im Vergleich mit dem Magura-Sandstein, nur sind die Sandsteine der mittleren Kreide des Grenzzuges doch grobbankiger entwickelt und ihre heller gefärbten Zwischenlagen treten mehr zurück.

Ausser dem kieseligen Sandstein erscheint im Verbande der Bonarówka-Schichten zuweilen auch ein mürber, mehr minder dünnplattiger oder selbst krummschaliger, feinkörniger Sandstein mit schwärzlichen, schiefrigthonigen Zwischenlagen und reichlichen Hieroglyphen, die im kieseligen Sandstein seltener und gleichförmiger sind. Die Hieroglyphen dieser Sandsteine sind stets von einer dünnen Lage des schwarzen Zwischenmittels bedeckt und erscheinen daher dunkel gefärbt. Ganz local geht dieser Sandstein in dickplattigen Sandstein über, wie zu Czieszyna bei Frysztak, welcher als Baustein Verwendung findet.

Die schwarzen, schiefrigen und blättrigen Thone haben da, wo sie vorwiegend entwickelt sind, einige Aehnlichkeit mit dem Liwoczschiefer, sie sind aber selbst beim Mangel der durchaus verschieden ausgebildeten Sandsteinbänke doch zu unterscheiden, da sie fast stets rothe Eisenoxydhydratbeschläge zeigen, weniger blättrig sind und einen flachmuscheligen Bruch besitzen. Sie zerfallen desshalb bei der Verwitterung nicht in einzelne Blättchen, sondern in kleine Kugeln; auch sind sie vollkommen kalkarm, während die Liwoczschiefer immer einigen Kalkgehalt besitzen. Hie und da bemerkt man auf ihren Schichtflächen dunkle Flecken, ähnlich wie sie in den cretacischen Fleckenmergeln vorkommen, sie heben sich aber von dem dunklen Gesteine nur wenig ab. Die Thoneisensteinflötze der Bonarówka - Schichten zeigen bisweilen sehr hübsche Hieroglyphen, Spirophycos, Zopfplatten und dergleichen.

Versteinerungen konnten in den Bonarówka-Schichten trotz vielfacher Bemühungen nicht aufgefunden werden, indessen gestatten die Lage-

rungsverhältnisse keine andere Deutung, als die hier vorgenommene. Wenn man den Czarnorzeki-Zug zwischen Krosno und Krasna oder zwischen Krosno und Domaradz verquert, kann man den Uebergang der Magura-Sandsteine in die Bonarówka-Schichten ganz deutlich verfolgen, wie dies bei der Localbeschreibung eingehender dargelegt werden wird. Die Einlagerung thoniger Schiefer, welche den echten Magura-Sandstein in eine obere und eine untere Partie trennt, bildet schon eine Andeutung der Bonarówka-Facies. Da die letztere von den Magura-Sandsteinen doch wesentlich abweicht, wird es wohl gerechtfertigt erscheinen, wenn ich sie mit einem besonderen Localnamen nach dem gute Aufschlüsse darbietenden Thale von Bonarówka, Strzyżów S, belege.

Die Bonarówka-Schichten erscheinen nur in der Czarnorzeki-Helmkette, diese aber setzen sie vorwiegend zusammen. Jene Partien, in welchen die Sandsteine stärker vertreten sind, stellen sich als Bergzüge dar, während die Thäler, namentlich die Längsthäler, in den mehr thonigen Partien verlaufen. Im Allgemeinen wiegen die Thone im westlicheren, schmäleren und niedrigeren Theil der Kette, bei Brzostek vor, wo sich noch später näher zu besprechende eigenthümliche dunkelbraune, schiefrige Sandsteine mit Melettaschuppen und gebänderte Quarzsandsteine zugesellen, die vielleicht als locales Aequivalent der Menilitschiefer aufgefasst werden könnten.

Die Miocänbildungen des Nordgürtels
(sog. II. Mediterranstufe).

Gyps.

Als besonders bezeichnend für den genetischen Zusammenhang der hier zu beschreibenden Tertiärablagerungen mit den sogenannten Salzthonbildungen können die Gypsvorkommnisse gelten, welche in den Localitäten Siedliska, Rzeszow SW, Broniszow und Mała[1]), Ropczyce S, aufgefunden wurden. Der Gyps von Siedliska besteht aus feinen, krummschaligen, durch äusserst dünne Tegellagen von einander getrennten Gypslammellen und wird ausserdem von mehr minder grossen Partien von krystallinischem Gyps durchzogen. In Broniszow tritt ein grauer dichter Gypsmergel mit Zwischenlagen von weissem, fasrigen Gyps auf, in Mała erscheint ein Anhrydit, der mit dem sogenannten Gekrösestein von Wieliczka petrographisch auf das Vollkommenste übereinstimmt.

In allen drei Localitäten befinden sich wohl kleine, von Bauern betriebene Brüche, welche aber die einzigen, recht dürftigen Aufschlüsse dieser stark mit Berglehm verdeckten Gebilde vermitteln. Leider konnten nirgends weder begleitende Gesteine, noch auch Schichtflächen erkannt werden, die über die Art der Lagerung hätten Auskunft ertheilen können. Auch Versteinerungen waren nicht aufzufinden. Am günstigsten erscheinen die Lagerungsverhältnisse noch in Siedliska, wo

---

[1]) Alth. in diesem Jahrbuche 1858, 9. Bd. pag. 144.

wenigstens das karpathische Grundgebirge, und zwar Menilitschiefer zu erkennen war. Dagegen konnte in Folge der mächtigen Berglehmdecke nicht mit Sicherheit ermittelt werden, auf welchem karpathischen Gebilde die Gypse von Mała und Broniszow aufgelagert sind. Die letzteren Localitäten liegen etwa 10 Kilometer südlich vom Karpathenrande entfernt, während die Localität Siedliska am Karpathenrande selbst gelegen ist.

Tegel und Glanzkohle von Gródna dólna.

In der Umgebung von Gródna dólna (ca. 13·5 Kilom. südlich von Dembica) tritt in einem aus Menilitschiefer und Ropiankaschichten zusammengesetzten Gebiete ein homogener blauer Tegel auf, der in petrographischer Hinsicht mit dem Badner Tegel des Wiener Beckens vollkommen übereinstimmt und demselben auch durch seine durch Bergrath Paul[1]) bekannt gemachte Fossilführung ungemein nahe steht. So innig auch der Gródnaer Tegel mit dem von Baden verwandt ist, so unterscheidet er sich doch in mancher Hinsicht und zeigt einige locale Abweichungen. So enthält er ein bis zu 7 Meter mächtiges Glanzkohlenflötz, welches von einem hellgelben, schiefrig-sandigen Thon mit einer Planorbisspecies begleitet wird. Auch die Kohle selbst weist ziemlich zahlreiche Exemplare derselben Planorbisart auf; dagegen wurde bis jetzt noch niemals ein deutlicher Blattrest entdeckt. Im Liegenden des Kohlenflötzes, dessen Lagerungsverhältnisse und Beschaffenheit von Windakiewicz[2]) und Syroczinski[3]) erörtert wurden, findet sich ein sandiger, heller oder bunter Tegel vor, im Hangenden blauer Tegel, den man schlechthin wohl auch als Badner Tegel bezeichnen könnte.

Der Gródnaer Tegel ist ziemlich fossilreich, da man in allen Aufschlüssen mit leichter Mühe einzelne Conchylien, freilich meist nur in fragmentarischem Zustand auffinden kann. Da aber daselbst keine künstlichen Tegelaufgrabungen vorgenommen werden, so liegen die Verhältnisse für die Ausbeutung von Fossilien nicht sehr günstig.

Die von Paul (l. c.)[4]) mitgetheilte Versteinerungsliste ist folgende:

Aus dem grauen Tegel im Hangenden des Flötzes:

Conus Dujardini Desh.
Ancillaria glandiformis Lam.
Murex (Pollia) sp. n.
Fusus longirostris Brocc.
Fasciolaria fimbriata Brocc.
Pleurotoma asperulata Lam.
" *obeliscus des Moul.*
Cerithium vulgatum Brug.
" *Bronni Partsch.*
" *pictum Bast.*

[1]) Verhandlungen d. geol. Reichsanstalt 1875, p. 265.
[2]) Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen 1873, p. 253.
[3]) Kosmos, Lemberg 1877.
[4]) Nach Bestimmungen von R. Hörnes.

Turritella Archimedis Brong.
„ *bicarinata Eichw.*
Cardita Partschi Goldf.

Aus dem Flötz: *Planorbis* sp.

Aus dem sandigen Tegel im Liegenden des Flötzes:

Ancillaria glandiformis Lam.
Pleurotoma pustulata Brocc.
Cerithium vulgatum Brug.
Corbula carinata Duj.

Ich kann nur die erstere Liste und diese nur um zwei Arten bereichern, nämlich:

Chenopus pespelecani Phil.
Turbinolia duodecimcostata Goldf.

Dagegen hat die Untersuchung der Foraminiferen einige nicht ganz uninteressante Resultate ergeben. Es wurde eine Tegelprobe aus dem Anstehenden im Gródnaer Bache, in horizontaler Entfernung von etwa 300 Meter vom Ausbiss des Kohlenflötzes, entnommen und auf die mikroscopische Fauna hin untersucht, wobei es sich zeigte, dass dieselbe vornehmlich aus Foraminiferen mit nicht besonders grossem Arten- und Individuenreichthum bestehe, und im Wesentlichen den Charakter der Tegelfauna, wenn auch nicht der typischen, besitze. Eine zweite Probe lieferte die Halde des Kohlenbergbaues; leider liess sich nicht mehr mit voller Sicherheit feststellen, ob sie ursprünglich dem Hangenden oder dem Liegenden des Flötzes angehört hat; nach ihrer Beschaffenheit ist das Letztere wahrscheinlicher. Jedenfalls aber rührt sie aus der nächsten Umgebung des Kohlenflötzes her. Die Fauna der letzteren Probe aber weicht von der der ersteren nicht unerheblich ab und zeichnet sich vornehmlich durch starke Vertretung von Littoraltypen aus, wie sich aus den folgenden Verzeichnissen ergibt:

Foraminiferenfauna der ersteren Probe:

Nodosaria hispida Orb. s. s. [1])
Dentalina elegans Orb. s.
„ *Adolfina Orb.* s.
„ *guttifera Orb.* s. s.
Glandulina laevigata Orb. s.
Cristellaria simplex Orb. s.
Robulina calcar Orb. z. h.
„ *cultrata Orb.* z. h.
Plecanium carinatum Orb. z. h.
Uvigerina pygmaea Orb. s.
Bulimina Buchana Orb. s. h.
„ *pupoides Orb.* h.
„ *ovata Orb.* z. h.
„ *Schreibersi Czj.* z. h.
Bolivina antiqua Orb. s.
Cassidulina oblonga Rss. s.

[1]) s. s. = sehr selten, s. = selten, h. = häufig, s. h. = sehr häufig, z. s. = ziemlich selten, z. h. = ziemlich häufig.

Orbulina universa Orb. s. h.
Globigerina bulloides Orb. s. h.
„ *triloba* „ h.
„ *bilobata* „ h.
Pullenia bulloides Orb. h.
Rotalina Dutemplei Orb. h.
Anomalina variolata Orb. z. h.
Nonionina Soldani Orb. z. h.
„ *Boueana Orb.* z. h.
Polystomella aculeata Orb. s. s.
Quinqueloculina tenuis Cz. z. h.

Diese Fauna zeichnet sich durch ihren Reichthum an Globigerinen und Buliminen aus, dagegen befremdet die schwache Vertretung der Nodosarien, der Cristellarien, Robulinen, der Rotalien und besonders der Quinqueloculinen und ihrer Verwandten, die gerade in Tegelablagerungen besonders reichlich entwickelt zu sein pflegen, so dass man diese Fauna wohl nicht als normale Badner Tegelfauna bezeichnen kann. Besondere Beziehungen zur Foraminiferenfauna von Wieliczka sind nicht vorhanden, wenn man nicht die beiderorts reichliche Vertretung der sonst seltenen *Bulimina Buchana*[1]) dafür gelten lassen will.

Noch eigenthümlicher gestaltet sich die Fauna der Probe aus der Umgebung des Kohlenflötzes:

Dentalina Adolfina Orb. z. s.
Cristellaria simplex Orb. s.
Robulina sp. ind. Orb. s. s.
Plecanium carinatum Orb. z. h.
„ *abbreviatum Orb.* z. h.
„ *cf. Sturi Karr.* s.
Textilaria pectinata Rss. z. s.
Uvigerina pygmaea Orb. z. h.
Polymorphina depauperata Rss. z. s.
Guttulina communis Orb. z. s,
Globulina gibba Orb. z. s.
Orbulina universa z. h.
Globigerina bulloides Orb. z. h.
Pullenia bulloides Orb. z. s.
Rotalia Dutemplei Orb. s.
„ *Beccari L.* h.
Asterigerina planorbis Orb. z. s.
Nonionina communis Orb. s.
Heterostegina costata Orb. h.
Amphistegina Haueri Orb. h.
Polystomella crispa Lam. h.
„ *aculeata* s.
Alveolina melo Orb. h.
„ *Haueri Orb.* s.
Spiroloculina canaliculata Orb. s.

[1]) Die Exemplare von Gródna d. stimmen im Gesammtbehaben vollständig mit der von Reuss abgebildeten Form von Wieliczka überein.

Biloculina simplex Orb. s.
Triloculina inornata Orb. z. h.
Quinqueloculina contorta Orb. s.
" *Buchiana Orb.* h.
" *Josefina Orb.* h.
" *Akneriana Orb.* h.
" *Boueana Orb.* s.
" *foeda Rss.* z. h.
" *cf. reticulata Karr.* s.[1])

Bei dieser Fauna fällt zunächst die ausserordentlich starke Vertretung zahlreicher echter Littoraltypen, wie *Heterostegina costata*, *Amphistegina Haueri*, *Polystomella crispa*, *aculeata*, *Alveolina melo*, *Haueri* und *Asterig. planorbis*, die fast alle in zahlreichen Exemplaren vorhanden sind, auf, ferner die reichliche Entwicklung der Quinqueloculinen und der kieseligsandigen Plecanien, die ärmliche der Dentalinen, Cristellarien, Robulinen und Rotalien. Beide Faunen haben nur wenig Formen mit einander gemeinsam; als einen ähnlichen, übereinstimmenden Zug könnte man nur die beiderseits ziemlich reiche Vertretung von *Orbulina universa* und *Globigerina bulloides* anführen. Wir dürften es hier mit einer Mischfauna zu thun haben; echt littorale Typen mengen sich hier mit solchen der tieferen See. Vielleicht ist diese Mengung durch Einschwemmung zu erklären, eine Vermuthung, die dadurch eine Stütze erhält, dass mit diesen Foraminiferen auch augenscheinlich eingeschwemmte Nulliporenbrocken vorkommen. Selbst wenn man die nachgewiesenen Littoraltypen als eingeschwemmt betrachtet, so scheint mir doch aus den gesammten Verhältnissen hervorzugehen, dass wir es in der zweiten Fauna mit einer mehr littoralen zu thun haben als in der ersten, oder dass die Gegend, wo das Kohlenflötz abgelagert wurde, der Küste genäherter war, als die weiter südlich gelegene, der die erste Probe entnommen wurde. Es stimmt dies mit den geologischen Verhältnissen, wie weiter unten auseinandergesetzt werden wird, auf das Beste überein.

Die Kohle von Gródna stellt sich als eine im Ganzen gute und brauchbare Glanzkohle dar, die in einzelnen Partien des Flötzes sogar vorzügliche Beschaffenheit besitzen soll. Das hellgelbliche Zwischenmittel und Begleitgestein der Kohle entbehrt ausser den schon erwähnten ziemlich zahlreichen Planorbisexemplaren jegliche Versteinerungen. Foraminiferen oder Characeen, die man darin erwarten könnte, fehlten in den von mir untersuchten Proben. Die Kohle von Gródna dürfte in ähnlicher Weise durch Einschwemmung von Vegetabilien vom Lande aus entstanden sein, wie die gleichaltrige Kohle von Zołkiew, für welche Hilber[2]) eine derartige Entstehung bewiesen hat, obwohl hier bis jetzt noch keine marinen Conchylien darin und im Zwischenmittel aufgefunden wurden. Dr. E. Tietze hat dieser Anschauung

[1]) *Quinqueloculina cf. reticulata* unterscheidet sich von der durch Karrer beschriebenen Form durch dichtere Netzzeichnung und etwas abweichende Mündung. *Plecanium Sturi* ist eine durch auffallende Grösse ausgezeichnete Form, die von Karrer aus dem Leithakalk in Pozeg (Slavonien) beschrieben wurde.

[2]) Verhandl. d. geol. R.-A. 1881, p. 300, 301.

bereits Ausdruck verliehen [1]). Das Fehlen von Blattresten scheint darauf hinzudeuten, dass hier hauptsächlich eine Einschwemmung von entlaubten Stämmen vorgekommen ist, ähnlich wie dies in geringerem Masse auch in Wieliczka [2]), den trefflichen Ausführungen Stur's zufolge stattgefunden haben muss. Die Häufigkeit von Planorben in der Kohle könnte wohl damit erklärt werden, dass die Baumstämme vor ihrer Einschwemmung längere Zeit in Süsswasser zurückgehalten wurden, währenddem die Planorben sich darin anzusiedeln Gelegenheit hatten. Aus dem Mangel von marinen Versteinerungen im Zwischenmittel der Gródnaer Kohle und in ihrem Begleitgestein, sowie aus der Häufigkeit der Planorben könnte man auf eine zeitweilige Aussüssung des dortigen Meeres schliessen, doch wird sich aus der localen Beschreibung ergeben, dass sich einer derartigen Annahme mancherlei Schwierigkeiten entgegenstellen.

Ausser der Kohle und dem sie begleitenden Schieferthon enthält der Tegel von Gródna noch zweierlei harte, geschichtete Einlagerungen; erstens einen bald feinkörnigen, bald grobkörnigen Sandstein, welcher zahlreiche Bryozoën, zertrümmerte Muschelschalen und Foraminiferen enthält und zuweilen eine glaukonitische Beschaffenheit annimmt, und zweitens einen feinkörnigen Sandstein mit Tegelzwischenlagen, welcher in seiner Beschaffenheit vollständig an den Sandstein des ostgalizischen Salzthones erinnert [3]).

Die zwischen den Sandsteinen befindlichen Tegellagen enthalten Milliarden von Globigerinen, ausserdem aber keine weiteren Foraminiferen. Während der Tegel vollkommen ungeschichtet ist und auch keinerlei Schieferung erkennen lässt, erscheinen die harten Einlagerungen darin steil gestellt und selbst gefaltet, in einer Weise, die weiter unten näher beschrieben werden wird; sie sind daher für den Geologen sehr willkommen; ohne sie liesse sich die Frage, ob die Tegelbildungen von Gródna bereits unter der Einwirkung der Gebirgsbildung gestanden haben, kaum entscheiden.

Die räumliche Ausdehnung des Gródnaer Tegels ist eine sehr beschränkte. Nördlich von Gródna erhebt sich der Kamieniecberg, der höchste Berg des Nordgürtels, zu einer Höhe von 460 Metern, südlich davon in einer Entfernung von ungefähr 5 Kilometer steigt die Helmkette ebenfalls zu einer Höhe von 380—490 Meter. Die dazwischen gelegene ziemlich auffallende Niederung, deren tiefster Punkt ungefähr 256 Meter Meereshöhe besitzt, ist zum Theil mit dem beschriebenen Tegel ausgefüllt. Die in Wirklichkeit vom Tegel eingenommene Fläche lässt sich der ziemlich mächtigen Lehmbedeckung halber nicht mit Genauigkeit abgrenzen; sie dürfte ungefähr auf $2^1/_2$ bis 3 Quadratkilometer zu veranschlagen sein. Ausser dieser haupt-

[1]) Dieses Jahrbuch 1882, 32. Bd., p. 88.

[2]) Verhandlungen der geol. R.-A. 1873, p. 6—10.

[3]) Dieser Sandstein steht an einer Stelle bei Gródna mit den Ropiankaschichten scheinbar in innigem Zusammenhange; es war dies der Grund, warum ich die letzteren anfangs irrthümlich als Salzthonbildungen ansprach, bis ich mich durch Fossilfunde von der Unrichtigkeit der ersteren Auffassung überzeugte; es ist also die Angabe des Vorkommens von Salzthonbildungen als einer besonderen Abtheilung des Miocäns in der zu besprechenden Gegend zu streichen. (cf. Verhandl. d. geol. R.-A. 1882, p. 222.)

sächlichsten Partie wurden noch zwei ganz kleine isolirte Fetzchen in geringer Entfernung von der ersteren beobachtet. Bei der geringen Ausdehnung derselben und der Lehmbedeckung können sie leicht übersehen werden, und es wäre sehr wohl möglich, dass noch andere kleinere Denudationsreste vorhanden sind, welche der Beobachtung entgangen sind. Die grösste Meereshöhe, in welcher der Gródnaer Tegel vorkommt, beträgt ungefähr 345 Meter.

Schliesslich muss noch erwähnt werden, dass zu Mała, einer Localität, die sich etwa 4·7 Kilometer östlich von Gródna befindet und durch ein Gypsvorkommen ausgezeichnet ist, nach Windakiewicz[1]) eine Braunkohlenablagerung auftreten dürfte, „in der auch cerithienführende Schichten" vorkommen. Er schloss dies aus Stücken, die ihm in Gródna als von der genannten Localität stammend vorgelegt wurden. Mir wurde von einem derartigen Vorkommen nichts bekannt, ein derartiges Denudationsrestchen kann eben der Aufmerksamkeit des Geologen gar leicht entgehen, und namentlich in Mała ist dies nur zu leicht möglich, da dort die Berglehmdecke eine fast continuirliche ist und nirgends natürliche Aufschlüsse das Grundgebirge blosslegen.

Lithothamnienkalk.

Unter den Tertiärbildungen des untersuchten Gebietes spielen Lithothamnienkalke eine nicht unbedeutende Rolle. Sie konnten in vier Localitäten, Siedliska, Rzeszow S, Niechóbrz, Rzeszów SW, Wola zglobienska, Rzeszów WSW, und Olympów (Gemeinde Iwierszyce), Sędiszów S, nachgewiesen werden und zeigen allenthalben eine durchaus typische Entwicklung. Sie sind in massigen, ungefähr meterdicken Bänken, ohne mergelige oder tegelige Zwischenlagen abgesetzt und enthalten nur wenig deutliche Versteinerungen. Am häufigsten findet man mit Schale erhaltene Pectines, so den grossen *Pecten latissimus Br.*, seltener *Pecten Besseri Andrzj.* Noch seltener ist *Panopaea Menardi*, *Ostrea* sp. *Clypeaster* sp.

An Foraminiferen konnten die folgenden, nach ihrer Häufigkeit geordneten Arten nachgewiesen werden, die fast durchaus zu den für den Leithakalk charakteristischen gehören:

Amphistegina Haueri Orb.
Polystomella crispa Lam.
Truncatulina lobatula Orb.
Rotalina Dutemplei Orb.
„ *Akneriana Orb.*
Asterigerina planorbis Orb.
Globigerina bulloides Orb.

Da man hie und da, wie zu Siedliska, auch lose Lithothamnienknollen vorfindet, ist anzunehmen, dass auch einzelne weichere Lagen dem harten, grobbankigen Lithothamnienkalkstein eingeschaltet sind; jedenfalls spielen sie keine grosse Rolle.

[1]) l. c.

Man hat es hier nicht mit einer zusammenhängenden Reihe von Tertiärbildungen zu thun, sondern nur mit einzelnen kleinen Fetzen von räumlich sehr beschränkter Ausdehnung, welche in einer Höhe von ungefähr 320 Metern karpathischen Gesteinen aufgelagert sind und die Bergkuppen bilden, an den Gehängen aber sich nicht sehr tief hinabziehen. Ihre Gesammtmächtigkeit dürfte 15 Meter kaum übersteigen, wie sich aus den gesammten Lagerungsverhältnissen schliessen lässt; in den ziemlich lebhaft betriebenen Steinbrüchen gehen die Aufschlüsse nicht bis an das Liegende. Am klarsten sind die Lagerungsverhältnisse zu Niechóbrz und Olympów, wo die massigen Lithothamnienbänke in flacher, nur wenig geneigter Lagerung auf steil gestellten karpathischen Gesteinen discordant aufruhen. In Niechóbrz bilden Menilitschiefer, in Olympów Ropiankaschichten das karpathische Grundgebirge; auch in Siedliska liegen die Lithothamnienkalke auf Menilitschiefer und stehen in geringer Entfernung von dem früher besprochenen Gyps an. Die Localität Wola zglobienska habe ich selbst nicht besuchen können, ich verdanke Herrn Dr. E. Tietze die Mittheilung von dem dortigen Vorkommen von Lithothamnienkalk. Die genannten Localitäten liegen südlich, südwestlich und westsüdwestlich von Rzeszów und sind von einander ungefähr je 4—5 Kilometer entfernt.

Niechóbrz und Siedliska liegen am Aussenrande der Karpathen, Olympów und Wola zglobienska nicht weit südlich von demselben.

Eingegangenen Mittheilungen zufolge soll ähnlicher Kalkstein auch in einigen anderen Ortschaften des nördlichsten, von mir nicht mehr untersuchten Karpathenstreifens zwischen Sendziszów und Dembica vorkommen.

Bryozoënkalk.

In Globikowa, westlich von Gródna dolna, tritt ein in frischem Zustande hellgrau gefärbter, harter, zuweilen etwas sandiger Kalkstein auf, der fast ausschliesslich aus Bryozoën zusammengesetzt ist. Verwittert nimmt er eine gelbliche Färbung an und zerfällt in einzelne aus Bryozoën gebildete Brocken. Er enthält ausser Bryozoën nur einige Pectenarten, darunter am häufigsten *Pecten Besseri Andzrj.*, ferner *Ostrea digitalina.*

Wenn es auch einer eingehenderen Aufsammlung, als sie mir möglich war, gelingen dürfte, noch einige andere Arten, namentlich von *Pecten*, zu constatiren, so wird dies doch den ärmlichen Charakter der Fauna dieses Bryozoënkalkes kaum erheblich zu vermindern vermögen. Wie die Bryozoënkalke und Mergel im Wiener Becken auch kaum mehr als *Ostrea digitalina* und einige Pectines, darunter auch *Pecten Besseri* enthalten und ebenfalls durch eine auffallend dürftige Fauna ausgezeichnet sind, so trifft dies auch bei dem Globikower Bryozoënkalke zu.

Die Bänke dieses Bryozoënkalkes, der den mittleren Theil des durch die beiden Quellbäche des Smarzower Baches begrenzten Bergrückens zusammensetzt, haben ungefähr $^1/_4$—1 Meter Dicke, fallen ziemlich steil (unter 40—50 Grad) nach Ost und sind einem dickbankigen, mürben, grauen Sandstein concordant aufgelagert. Ueber das

geologische Alter des letzteren vermochte ich mir keine volle Gewissheit zu verschaffen; da ähnliche grobbankige Sandsteine auch in den Ropiankaschichten der Gródnaer Umgebung nicht fehlen, könnte er wohl dieser Schichtgruppe angehören. Die Concordanz zwischen dem mürben Sandstein und dem Bryozoënkalk gibt der Vermuthung Raum, dass auch der erstere möglichlicherweise dem Miocän angehören könnte, obwohl sie die Deutung derselben als Theil der Ropiankaschichten nicht ausschliesst. Die Aufschlüsse an Ort und Stelle waren nicht derart, um bei dem vollständigen Mangel von Fossilien zu einem bestimmten, wohl begründeten Resultate zu führen. Die nördlichste Partie dieses Kalksteines, der zu einer Meereshöhe von circa 340 Meter aufsteigt, scheint nicht mehr auf dem oberwähnten Sandstein, sondern auf Menilitschiefer zu ruhen. Leider konnte ich mir auch darüber keine volle Gewissheit verschaffen.

Während die früher besprochenen Lithothamnienkalke, die zum Theil direct am Aussenrande der Karpathen gelegen, zum Theil demselben sehr genähert sind, eine fast schwebende Lagerung aufweisen, zeichnet sich der Globikower Bryozoënkalk, dessen Entfernung vom nördlichen Karpathenrand schon an 13 Kilometer beträgt, durch stark gestörte Lagerungsverhältnisse aus. Das bereits beschriebene Badnertegelvorkommen von Gródna dolna liegt nur etwa 2 Kilometer weit östlich vom Globikower Bryozoënkalk, ohne aber mit ihm in irgend einer direct erkennbaren Verbindung zu stehen.

Der Bryozoënkalk von Globikowa war bereits Zeuschner im Jahre 1845 bekannt; er veröffentlichte darüber eine Notiz im neuen Jahrbuch [1]), in welcher er dessen Vorkommen bekannt gibt und einige Fossilien daraus citirt. (*Ostrea cyathula Lam.*, *Pecten solarium Lam.*, *opercularis Lam.*, *nodosiformis Serr.*, *Pinna affinis Sow.*? *Ceriopora milleporacea Goldf.*)

Nach Zeuschner sollen mit diesem Kalksteine auch Conglomerate in Verbindung stehen; auch erwähnt dieser verdienstvolle Autor des Vorkommens „ähnlicher Kalksteine zu Pstrongowa, Bystrzyca, Zglobien". Die erste Ortsangabe dürfte wohl auf einem Irrthum beruhen (in Pstrongowa findet sich kein Kalkstein vor), die Localität Bystrzyca ist identisch mit Olympów (Iwierszyce), die Localität Zglobien mit Wola zglobienska. Seither wurde dieser interessanten Vorkommnisse nirgends mehr Erwähnung gethan.

Die eigenthümliche und bemerkenswerthe Facies des Bryozoënkalkes ist aus dem galizischen Miocängebiete meines Wissens noch nicht bekannt und es verdient daher dieses Vorkommen erhöhtes Interesse.

Eine übersichtliche Darstellung der gesammten Miocänbildungen der sogenannten zweiten Mediterranstufe, welche in dem von mir untersuchten Gebiete vorkommen, sowie die Besprechung des Verhältnisses derselben zu den Ablagerungen von Wieliczka-Bochnia und den nächst verwandten Mediterranbildungen des Wiener Beckens wird zum Schlusse der geologischen Beschreibung des Nordgürtels erfolgen.

Da ich die im Bereiche des Diluviums vorgenommenen Ausscheidungen in einem besonderen Capitel zum Schlusse der Arbeit abhandeln

[1]) Neues Jahrb. f. Min., Geol. und Pal. 1845, pag. 85.

werde, kann ich mich nunmehr der geologischen Darstellung zuwenden und beginne mit der Besprechung meiner diesbezüglichen Beobachtungen in der nördlichsten Zone des Aufnahmsgebietes.

Der Nordgürtel.

Wie schon erwähnt, beansprucht derselbe vornehmlich aus zwei Gründen ein erhöhtes Interesse, er ist der Träger der miocänen Mediterranbildungen und enthält die nördlichsten Kreideaufbrüche. Der Nordfuss der Karpathen ist in der untersuchten Gegend durch die Lage der Städte Dembica, Ropczyce, Sendziszów und Rzeszów gegeben. Südlich von der durch diese Städte gezogenen Linie, welche ungefähr mit dem Verlauf der alten (Wien-Lemberger) Kaiserstrasse und der Linie der Karl Ludwigs-Bahn zusammenfällt, erhebt sich eine Reihe von Hügeln, die kein ausgesprochenes Kammstreichen besitzen und eine nur unbedeutende Meereshöhe erreichen, welche gewöhnlich zwischen 300 und 420 Metern schwankt; nur der Kamieniec südlich von Dembica, nördlich von Gródna, erreicht die Höhe von 460 Metern, seine westlichen Fortsetzungen, der Poludnik und Gembiczyna, weisen die Höhe von 454 Metern auf. Die Breite der durch Kreideaufbrüche ausgezeichneten Zone schwankt ungefähr zwischen 4·5 und 13 Kilometern; die letztere, grösste Breite besitzt sie zwischen Dembica im Norden und Gródna im Süden. Den Karpathen vorgelagert erscheint eine Lössterrasse, welche die Höhen zwischen 220 und 280 Meter einnimmt und wohl auch Hügel überkleidet, deren Kern aus Flysch besteht. Es stellt sich desshalb die Abgrenzung der Karpathen von der Ebene in der Natur viel schärfer dar, als auf den Karten, auf welchen man ja den Löss einzeichnen muss. Weiter nach Süden weicht der Löss dem Berglehm, welcher die Hügel daselbst fast allenthalben in einer mächtigen Lage überzieht und so die geologische Untersuchung in der unangenehmsten Weise behindert und erschwert. Häufig legen 2—3 Meter tiefe Bachrisse noch nicht das Grundgebirge bloss, sondern sind ausschliesslich im Lehm eingegraben. Dieser Umstand, verbunden mit der Schwierigkeit und Complicirtheit des Terrains und dem zufälligerweise besonders schlechten Wetter, welches mich bei der Untersuchung dieses Gebietstheiles behinderte, mögen mich entschuldigen, wenn meine Auseinandersetzungen vielfach lückenhaft bleiben werden.

Die Umgebung von Czudec, Rzeszów SW. Nördlich von Czudec verläuft ein schmaler langgestreckter Aufbruch von Ropiankaschichten, welcher wahrscheinlich bei Babice im Osten beginnt, in WNW Richtung gegen Wisniowa und Bystrzyca hinzieht und hier das Untersuchungsgebiet verlässt. Die westliche Fortsetzung dieses Zuges bilden vielleicht die Ropiankaschichten von Chechly, Ropczyce S. Wenn sich dies durch die nächsterfolgende Aufnahme bestätigen sollte, so würde dieser Aufbruch eine Länge von 25 Kilometern aufweisen. Die Zusammensetzung und der Bau desselben konnte namentlich an drei Localitäten genauer studirt werden, in Babice, in Czudec und in Bystrzyca. In Babice bilden die Ropiankaschichten eine Wechsellagerung von hellgrauen oder bläulichen Fleckenmergeln mit kalkreichem Hieroglyphensandstein,

welche beide oft so innig mit einander verbunden sind, dass oft eine Schichtfläche aus Fleckenmergel, die andere aus Sandstein besteht. Es zeigen hier die Ropiankaschichten genau jene Beschaffendeit, die sie z. B. bei Krassiczyn am San, Przemysl W, besitzen. Der Wechsel im Fallen und Streichen ist ein sehr häufiger, so dass sich die Hauptstreichungsrichtung aus einem Aufschlusse nicht ergibt. Deutliche Aufschlüsse gewähren die kleinen, verhältnissmässig tief eingeschnittenen Schluchten, welche von dem Bergzug Babia góra in südlicher Richtung gegen den Wislokfluss verlaufen.

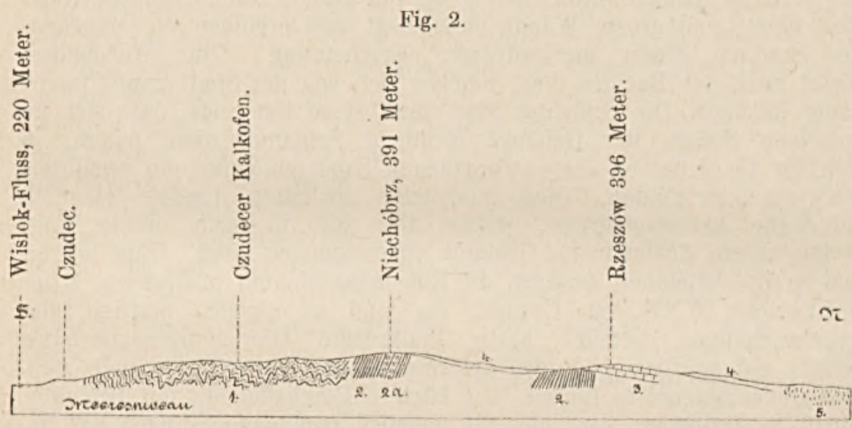
In Czudec, 3·4 Kilometer weiter westlich, hat sich die Ausbildung dieser Schichten schon bedeutend geändert. Sie zeigen hier eine wesentlich thonige Zusammensetzung, indem einem bläulichen Thone zahlreiche, aber ziemlich dünne Hieroglyphensandsteinbänke eingelagert sind. Diese erscheinen in der grossartigsten, unglaublichsten Weise geknickt und im Zickzack gefaltet; die secundären Faltungen sind hier so mannigfaltig und reichlich, wie an keiner von mir besuchten Localität. In der Schlucht, neben welcher der Weg von Czudec zum Czudecer Kalkofen führt, sind grosse Wände blossgelegt und erlauben ein eingehendes Studium dieser merkwürdigen Erscheinung. Gute Aufschlüsse bietet auch der Bachriss dar, welcher sich von der Stadt zum Försterhause hinzieht. Die Schichten sind daselbst so thonreich, dass sich an einzelnen Stellen der Gehänge förmliche Schlammströme bilden, in welchen die Scherben der zerbrochenen Sandsteinbänke ein regelloses Durcheinander bilden. Diese Sandsteine enthalten daselbst ziemlich zahlreiche Inoceramenreste, welche aber alle in mehr minder fragmentarischem Zustande im Gesteine eingeschlossen sind. Eine wieder andere Beschaffenheit besitzen die Ropiankaschichten in Bystrica, 8 bis 9 Kilometer WNW von Czudec; da sind es nämlich plattige oder krummschalige, ziemlich harte, kalkreiche Hieroglyphensandsteine, welche mit spärlichen, dunkel gefärbten Thonlagen wechseln und ebenfalls Inoceramenreste führen. Die härtere Beschaffenheit der Schichten dürfte es bedingen, dass hier ein ziemlich regelmässiges nach SW gerichtetes Einfallen abgelesen werden kann (vgl. das Cap. über Ropiankaschichten).

In Chechły endlich trifft man wohl so ziemlich alle in den Ropiankaschichten überhaupt auftretenden Gesteinstypen an. Es sind da in einem östlichen Seitengraben des Wielopolkabaches sehr gute Aufschlüsse vorhanden, die sich zum Studium der Ropiankaschichten in sehr hervorragender Weise eignen. Blaue Thone, krummschalige Sandsteine, Fucoidenmergel, Conglomerate aus grünen Schiefern und Jurakalken, selbst einzelne massigere Sandsteinbänke treten hier auf. In den letzteren findet man zuweilen Kohlenschmitzen vor. Ob der Kreideaufbruch von Chlechły wirklich mit dem ersteren in directem Zusammenhange steht, wird erst durch die nächstjährige Aufnahme festzustellen sein. Ausserdem konnte ich noch mehrere kleinere Aufschlüsse in Przedmiescie bei Czudec und auf der Anhöhe (410 Meter), welche das Dorf Wisniowa von Czudec-Przedmiescie trennt, sehen; in Przedmiescie Fleckenmergel und in den kleinen Schluchten, die von der erwähnten Anhöhe abgehen, kärgliche Sandsteinaufschlüsse, die für sich allein keine sichere Deutung ermöglichen würden.

Noch muss erwähnt werden, dass am Eingange des Thales von Lubenia, östlich vom Wislokthale, in der Streichungsrichtung von Babice, Hieroglyphensandsteine anstehen, welche von Bergrath Paul und mir zu einer Zeit besichtigt wurden, als der Kreideaufbruch von Czudec-Babice noch nicht bekannt war, und welche uns schon damals sehr an Ropiankaschichten gemahnten. Es wäre also sehr wohl möglich, dass der beschriebene Kreideaufbruch sich noch 1—2 Kilometer weiter nach Südosten erstreckt.

Geht man von Czudec nordwärts zum Försterhause und verfolgt von hier den nach Niechóbrz und Rzeszów führenden Weg, so bewegt man sich anfangs ausschliesslich in Ropiankaschichten, bis man beim Försterhause einzelne Hornsteine und Bruchstücke von Menilitschiefer bemerkt, welche wenige Schritte weiter nördlich im Walde bei einer Wegkreuzung mit ziemlich steilgestellten Schichten antstehen und eine aus grobkörnigem löcherigem Conglomerat bestehende dicke Bank enthalten (vergl. Fig. 2). Dann verdeckt Berglehm das Grundgebirge,

Fig. 2.



1. Ropiankaschichten.
2. Menilitschiefer.
2a. Conglomeratsandstein des Menilitschiefers.
3. Lithothamnienkalkstein.
4. Berglehm.
5. Löss.

Massstab 1 : 50.000.

bis bei den Niechóbrzer Kalköfen abermals steil gestellte Menilitschiefer zum Vorschein kommen. Darauf lagert nun mit flachen dicken Bänken Lithothamnienkalk auf, die nördlichste Anhöhe der Karpathen bildend, welche gegen Rzeszów zu sich allmälig verflachen und von Löss bedeckt erscheinen. Da zwischen den beiden Menilitschieferaufschlüssen durch Berglehm bedecktes Terrain lag, ist es nicht ganz sicher, ob diese beiden zusammengehören und als breiter Zug den Kreideaufbruch nördlich begleiten oder ob nicht der erstere Menilitschiefer nur eine schmale Mulde bildet, jenseits welcher abermals Ropiankaschichten auftreten, wie dies z. B. in der Gródnaer Umgebung der Fall ist. Der nördlich vom Kreideaufbruch diesen begleitende Menilitschiefer findet seine südöstliche Fortsetzung in dem grossen, etwa $6^1/_2$ Km. breiten

Menilitschieferzug, welcher in Siedliska bei Czudec einen Denudationsrest von Lithothamnienkalk und Gyps trägt und über Strzaszydlo, Tyczynberg, Borek, Blażowa gegen Dynów und Chodorówka am San hinstreicht.

Auch im Süden ist der Kreideaufbruch von Czudec zunächst von Menilitschiefer begrenzt, wenigstens konnte ich bei einer Verquerung eine diesbezügliche Beobachtung anstellen. Verfolgt man die Strasse, welche von Strzyżów über Grodzisko, Zawadka, Wisniowa nach Sendziszow führt, so bewegt man sich anfangs ausschliesslich im Eocänsandstein, welcher noch bei Zawadka und auf der Strecke von dieser Ortschaft zum Budiszberge, am Saume des Budiszwaldes unter häufigem Wechsel im Streichen und Fallen ansteht. Nachdem man die letzten Hütten der Górna wies Pstrągowa passirt hat, bemerkt man einen bräunlichen Schiefer, der dem Menilitschiefer sehr ähnlich ist. Da aber die Aufschlüsse sehr spärlich sind, ist es danach nicht ganz sicher, ob es wirklich Menilitschiefer ist. Darauf folgt eine kleine unaufgeschlossene Strecke, bis am Ausgange des Budziszwaldes wieder Menilitschiefer mit weissem Hornstein anstehen; leider ist das Einfallen derselben nicht deutlich zu sehen. Danach tritt mit südwestlichem Einfallen kalkhältiger Sandstein der Ropiankaschichten auf, welcher in dem westlichen Seitenthale von Bystriza (zwischem dem Bystriza-Hauptthale und dem Budziszthale gelegen), sehr gut aufgeschlossen ist und dort, wie bereits erwähnt, Inoceramen führt.

Der erstere Menilitschiefer findet seine Fortsetzung im oberen Theile des langgestreckten Dorfes Pstrągowa, im mittleren und unteren Theile desselben sieht man allenthalben jenes obere Glied des Eocänen entwickelt, welches oben als Kugelsandstein beschrieben wurde. Der letztere steht noch am Ausgange des Pstrągowathales und bei der Wislokfähre (zwischen Zaborów und Nowa Wieś) an. Von da aber bis nach Czudec fehlte auf einer Strecke von ungefähr 1 Kilometer jeglicher Aufschluss. Es wäre daher sehr wohl möglich, dass hier der südliche Menilitschieferzug, welchen wir am Ausgange des Budziszwaldes verquert haben, hindurchzieht und sich mit dem etwa 13 Kilometer weiter südöstlich bei Wyrzne anstehenden Menilitschiefer verbindet. Die mächtige Lehmbedeckung macht hier die Untersuchung zu einer schwierigen und sehr zeitraubenden; leider stand mir nicht soviel Zeit zur Verfügung, um die angedeutete Frage durch Aufsuchen aller nur irgend vorhandenen Aufschlüsse zu lösen.

Die Umgebung von Czudec ist ferner durch das Vorkommen von Miocänbildungen, deren Lagerungsverhältnisse zum Theil schon erörtert wurden, ausgezeichnet.

So befinden sich nördlich vom Dorfe Siedliska, am rechten Ufer des Wislok, am Nordgehänge des Berges Udęba (342 Meter) zwei kleine isolirte Denudationsreste von Lithothamnienkalk und Gyps, die ungefähr $^1/_2$—$^3/_4$ Km. weit von einander auf Menilitschiefer discordant aufruhen. Der Wislokfluss nähert sich bei Siedliska dem Gebirgsrande und hat hier mit dem bei Tyczyn aus den Bergen hervorkommenden Nebenflusse Strug ein weites, mit Löss und Alluvien bedecktes Denudationsgebiet geschaffen, welches sich gegen die Ebene zu immer mehr erweitert, so dass man von Siedliska aus nach Norden schon die Ebene vor sich hat, während

nordöstlich und westnordwestlich noch die nördlichsten karpathischen Randzüge zu sehen sind. Ungefähr 7½ Kilometer westnordwestlich vom Siedliskaer Lithothamnienkalke erscheint das bereits beschriebene Nichóbrzer Vorkommen dieser bemerkenswerthen Miocänbildung und 3 Km. westlich von dem letzteren das von Wola zgłobienska. Ungefähr 6½ Km. weiter westlich tritt dann zu Olympów abermals Lithothamnienkalk auf, dessen dicke, fast horizontale Bänke wahrscheinlich auf Ropiankaschichten gelagert sind. Leider war es mir nicht möglich, zur näheren Untersuchung dieser Verhältnisse so viel Zeit aufzuwenden, als bei der Mangelhaftigkeit der Aufschlüsse hiezu nothwendig gewesen wäre. Bei Olympów verlässt die in westnordwestlicher Richtung sich hinziehende Zone von Miocänbildungen die Kartengrenze und findet möglicherweise auf dem im Jahre 1883 zur Aufnahme gelangenden, grösstentheils schon der Ebene zufallenden Blatte Ropczyce-Dembica ihre Fortsetzung. Auf dem von mir aufgenommenen Gebiete sind die nächstfolgenden Miocänbildungen die Gypse von Broniszów und Mała, 10—11 Kilometer westsüdwestlich von Olympów.

Die Umgebung von Gródna dólna. Diese Localität bietet geologisch sehr interessante und ziemlich complicirte Verhältnisse dar, welche sich nur mit Zuhilfenahme einer Karte verständlich darstellen lassen. Ich habe daher hier eine kleine Specialkarte dieser Gegend beigefügt, obwohl ich mir ganz gut bewusst bin, dass dieselbe nicht auf Vollkommenheit Anspruch erheben kann. Um diese zu erreichen, wäre eine noch weit detaillirtere Aufnahme nothwendig gewesen, als sie mir möglich war. Indessen hoffe ich doch die Grundzüge des geologischen Baues richtig dargestellt und einige brauchbare Erkenntnisse gewonnen zu haben.

Wie schon erwähnt wurde, liegt Gródna etwa 13 Kilometer südlich von dem nicht mehr in mein Aufnahmsgebiet fallenden Karpathenrand. Nördlich davon erhebt sich der Kamieniec-Poludnik-Zug (360 Meter), südlich der oligocäne Helm-Brzezina-Smarzowa-Zug (380—532 Meter).

Die an den südlichen Gehängen des Poludnik und Kamieniec entspringenden Bäche verlaufen anfangs ungefähr meridional und veranlassen so die Bildung mehrerer gleichgerichteter Bergrücken. Bei Smarzowa und Grudna vereinigen sie sich zu zwei Bächen, welche durch den Oligocänzug nach Westen abgeleitet werden und sich bei Gorzejowa zu einem bei Kamenica dolna in die Wisloka mündenden Flusse verbinden.

Die Höhen- und Ortsverhältnisse sind aus dem Kärtchen ersichtlich und brauchen daher nicht weiter besprochen zu werden.

Die besten und lehrreichsten Aufschlüsse über den geologischen Bau bietet die südlichste Seitenschlucht des westlich vom Gródnaer Bergrücken gelegenen Baches dar. Wenn man von der Bergwerksanlage auf der nordwärts nach Dembica führenden Strasse fortschreitet, so steigt der Bergrücken sehr bald um einige Meter plötzlich an, und man befindet sich an einer Schwelle, die aus ziemlich mürben und dicken Sandsteinbänken mit grünlichen und bläulichen Thonzwischenlagen — Ropiankaschichten — besteht. Hat man diese Schwelle überschritten, so verhindert Berglehm weitere Beobachtung, und man nähert sich linker Hand der oben bezeichneten Seitenschlucht, in welcher man zu oberst, in einer Meereshöhe von 345 Metern (vgl. Fig. 3 u. 4) Badner Tegel mit Schnecken,

schichtungslos und von typischer Beschaffenheit, vorfindet. Im Bache liest man lose Stücke einer sandigen, grösstentheils aus zerbrochenen Muschelschalen und Bryozoën bestehenden Kalkbreccie auf. Weiter fort-

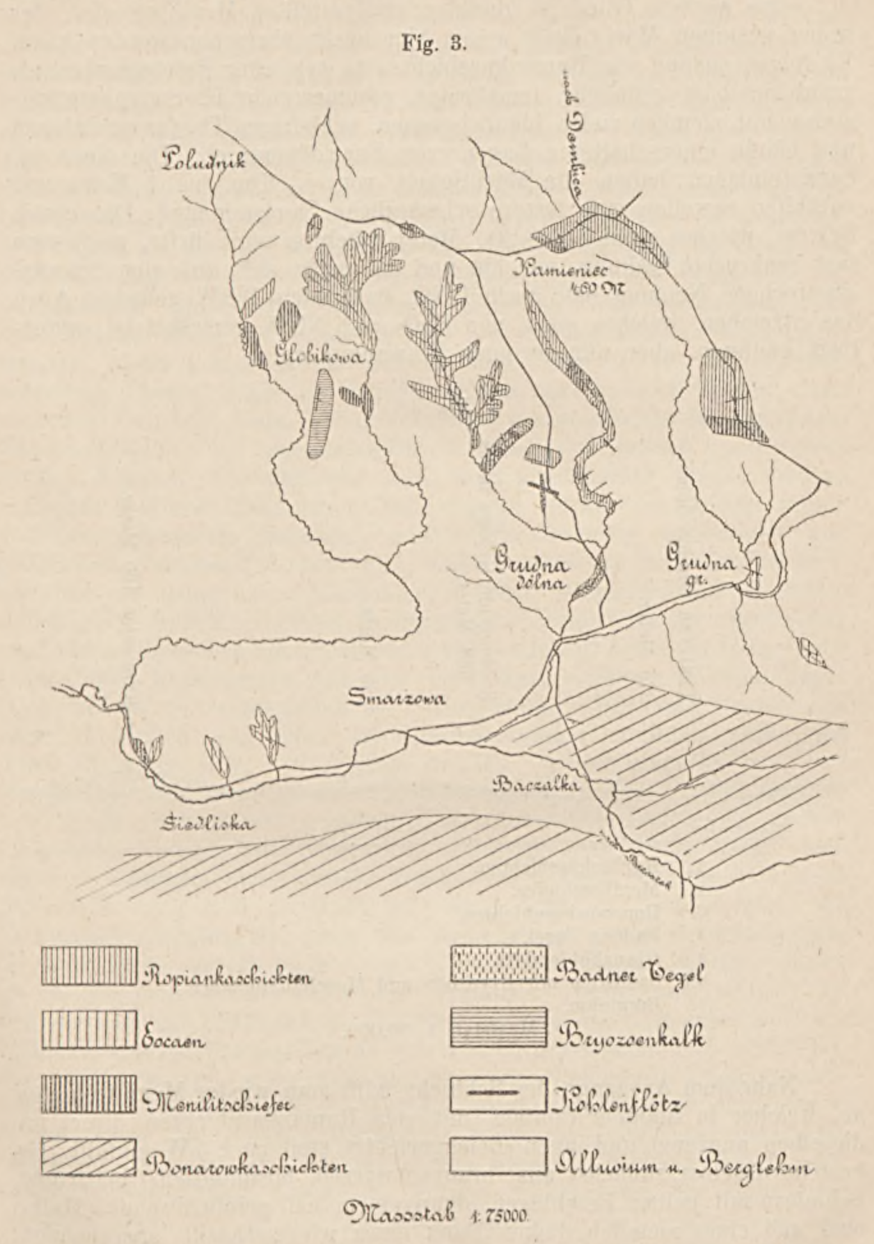


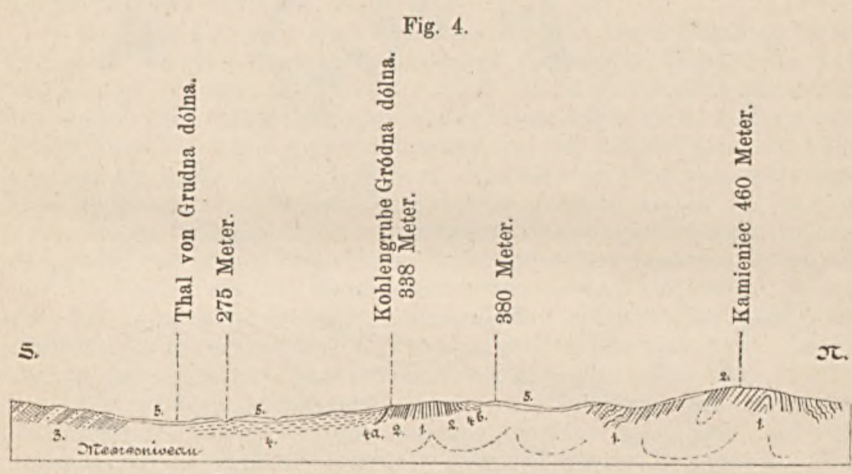
Fig. 3.

schreitend trifft man eine ähnliche Breccienbank (4 *b*) an, welche aus noch feiner zertrümmerten Elementen besteht, und ausserdem einige Lagen eines grünlichen, glaukonitischen Sandsteines, der dem der

Ropiankaschichten nicht unähnlich ist. Während der Tegel weder Schichtung noch Schieferung erkennen lässt, fallen diese harten Bänke steil nach NO ein.

Das nächste Glied ist dunkler, steilgestellter Menilitschiefer, der seiner geringen Mächtigkeit wegen hier leicht übersehen werden kann. Es folgen sodann die Ropiankaschichten in typischer Beschaffenheit als graublaue oder grünliche, feinkörnige, glimmerreiche Hieroglyphensandsteine mit ziemlich vielen bläulichgrauen, schiefrigen Thonzwischenlagen und häufig eingeschalteten Lagen von Fucoidenmergel. Die einzelnen Sandsteinlagen haben die Mächtigkeit von $^1/_2$ Dm. bis 1 Meter und enthalten zuweilen eine festere schwärzliche Sandsteinbank. Das ganze System, welches wohl 160—200 Meter mächtig sein dürfte, zeigt eine fast senkrechte Stellung, nur hie und da macht sich eine deutlich ausgesprochene Neigung bald nach ONO, bald nach WSW geltend. Auch das Streichen, welches meist von SSO nach NNW gerichtet ist, unterliegt häufigen, aber nur geringen Schwankungen.

Fig. 4.



1. Ropiankaschichten.
2. Menilitschiefer.
3. Bonarówkaschichten.
4. Badner Tegel.
4 *a*. Glanzkohlenflötz.
4 *b*. Sandstein mit Bryozoën und Muscheltrümmern.
5. Berglehm.

Massstab 1 : 50.000.

Nahe dem Ausgange der Schlucht trifft man wieder Menilitschiefer an, welcher in innigem Contact mit den Ropiankaschichten direct an dieselben angrenzt und ihnen gleichgerichtet steil nach SW einfällt. Er besteht daselbst zunächst aus braunschwarzen, bituminösen, blättrigen Schiefern mit gelben Beschlägen, dann einem hell gelblichbraunen Halbopal und einer ziemlich dicken Bank eines wie zerhackt aussehenden grauen Quarzsandsteins. Darauf folgen drei meterdicke Quarzsandsteinbänke und endlich schwarzbrauner Hornstein und schwarzer Schiefer mit gelben Beschlägen. Hiemit ist man am Ende der Schlucht ange-

langt, die in den Globikower Bach mündend keine weiteren Aufschlüsse darbietet; allein aus den gesammten Lagerungsverhältnissen ist zu entnehmen, dass darauf wieder Badner Tegel folgt.

Sucht man nun die Aufschlüsse an dem Bache auf, welcher Gródna von Globikowa trennt, und in welchen das Wasser der vorhin beschriebenen Schlucht mündet, so befindet man sich anfangs auf Menilitschiefer, der offenbar die Fortsetzung des am Ausgange der ersteren Schlucht anstehenden Menilitschiefers ist. Dann aber gelangt man sehr bald in Ropiankaschichten, die hier sehr gut aufgeschlossen und gut entwickelt sind. Die Zusammensetzung dieser Schichtengruppe ist so wechselvoll, dass es schwer wird, in wenig Worten ein Gesammtbild davon zu geben. Ich will daher lieber versuchen im Detail die einzelnen auf einander folgenden Gesteinstypen nach Massgabe der vorhandenen Aufschlüsse der Reihe nach kurz zu beschreiben, um vielleicht auf diese Weise eine bessere Darstellung von der Zusammensetzung dieser Schichten zu liefern. Man erkennt zuerst graublaue schiefrige Thone, dann in ziemlicher Mächtigkeit rothe Thone, dann senkrecht stehende, kaum 1 Dm. dicke, sehr glaukonitreiche Hieroglyphen-Sandsteinbänke in regelmässigem Wechsel mit grauen und spangrünen Thonen. Die letzteren sind nicht gleichmässig weich, sondern enthalten härtere Klümpchen von eckiger Form. Es folgen graue, zuweilen gebänderte Sandsteine mit röthlichbraunen, schiefrigen und grünlichen, thonigen Zwischenlagen, vielfach geknickt; dann eine Wechsellagerung von spangrünem, bläulichem, grauem, schwarzem und röthlichem schiefrigem, manchmal etwas sandigem Thon, die durch ihr regelmässig gebändertes Aussehen dem Beobachter leicht auffällt. Aus einer spangrünen Lage dieses Aufschlusses stammen die anfangs erwähnten Foraminiferen (*Polystomella* und eigenthümliche kieselig-sandige Formen), Proben aus einer röthlichen und einer schwärzlichen Lage erwiesen sich ganz foraminiferenfrei. Str. OW, Fallen steil N. Weiter bemerkt man eine Wechsellagerung von Sandsteinbänken, deren Dicke durchschnittlich $1-1^1/_2$ Dm. beträgt, mit ungefähr ebenso mächtigen Lagen eines grauen schiefrigen Thones mit NO-Fallen. Derartige Sandsteine folgen nun unter so häufigem und raschem Wechsel im Fallen, welches bald nach NO, bald nach SW gerichtet ist, dass man es bald aufgibt, die Richtungen einzutragen. Auch das Streichen unterliegt Schwankungen, die aber nicht sehr bedeutend sind. Nach einer kleinen Unterbrechung treten abermals schwärzliche und grünliche Thone und endlich im Hintergrunde des Thälchens, die Gehänge des Poludnik-Kamieniec-Rückens bildend, Hieroglyphensandsteine mit Thonzwischenlagen SW einfallend. Diese sind auch in dem westlich folgenden Globikower Thälchen entwickelt, es enthalten dort die thonigen Lagen derselben an einer Stelle in der Nähe des unteren Meierhofes faust- bis kopfgrosse gerundete Geschiebe eines dunklen krystallinischen Gesteins, welches leider nicht näher petrographisch untersucht werden konnte, da das Belegstück verloren ging. Es ist eigenthümlich, wie rasch die Zusammensetzung dieser Schichten wechselt; während in der zuerst beschriebenen Schlucht Fleckenmergel eine nicht geringe Rolle spielen, fehlen sie in dem etwa 700 Meter westlich gelegenen Bachrisse gänzlich.

Die Bergrücken selbst bieten fast gar keine Aufschlüsse dar, da sie fast überall mit einer, wenn auch nicht sehr mächtigen Lehmschichte bedeckt sind. Erst wenn man sich der Höhe des durch eine Triangulirungspyramide ausgezeichneten Kamieniec (460 Meter) nähert, erkennt man Menilitschiefer mit weissem Hornstein und bald darauf Sandsteine mit röthlichen, grünlichen, bläulichen Thonzwischenlagen, die zwar nur im Strassengraben dürftig aufgeschlossen sind, sich aber doch als Ropiankaschichten erkennen lassen. Ebenso hat man Aufschlüsse in denselben Schichten auf dem Wege von Kamieniec nach Brzeziny, wo sie bald nördliches, bald südliches Einfallen zeigen und auf der Höhe des Bergrückens an hellen Menilitschiefer mit schön gebändertem Hornstein angrenzen. Im Menilithornstein ist ein kleiner Steinbruch zur Gewinnung von Strassenschotter angelegt. Da, wo die Ropiankaschichten nur spärlich aufgeschlossen sind, wie in Strassengräben und dgl., wo man nur das Ausgehende der Schichten sieht, ist es schwer, sie als solche zu erkennen, die Sandsteine derselben bieten namentlich in stark verwittertem Zustande kaum Anhaltspunkte dar, eher die thonigen Zwischenlagen, von denen namentlich die buntgefärbten in anderen Schichtgruppen nicht leicht vorkommen.

Aehnliche, wenn auch recht kärgliche Aufschlüsse bieten sich auch in der Gegend des Poludnik dar. Nicht unerwähnt kann es bleiben, dass im Thale von Kamienica dólna ein kopfgrosser Geröllblock von Tithonkalk gefunden wurde, der wohl nur aus der Kamieniec-Poludnik-Gruppe herrühren kann.

Besucht man das Thal östlich vom Kohlenwerk Gródna, so sieht man zunächst Sandsteine, ähnlich denen, die im vorhergehenden als Kugelsandsteine beschrieben wurden, mit abnormalem nordwestlichem Einfallen. Es ist mir nicht sehr wahrscheinlich, dass dieselben wirklich, wie die echten Kugelsandsteine dem Eocän angehören, doch ist diese Deutung keineswegs ausgeschlossen. Auf dem beifolgenden Kärtchen erscheinen sie vorläufig als Ropiankaschichten. Weiter nördlich trifft man bald auf südöstlich fallende Hieroglyphensandsteine mit dunklen Thonlagen, die schon den Habitus der Ropiankaschichten besitzen. Dann sind die Aufschlüsse mangelhaft, bis man wieder zu einem dickbankigen mürben Sandstein und schwarzem, schüttigem Schiefer gelangt, welche Gesteine den Geologen abermals in Verlegenheit setzen. Vielleicht sind es Menilitschiefer und Magurasandsteine, doch ist diese Deutung keineswegs befriedigend, da die Menilitschiefer dieser Gegend sonst eine recht typische Beschaffenheit zeigen.

Sodann trifft man abermals Ropiankaschichten an, bis man eines bläulichen Tegels ansichtig wird, der eigenthümlich gefaltete Sandsteinbänke enthält. Aus dem Tegel gewann ich eine offenbar tertiäre Koralle, die mir leider abhanden gekommen ist. Die mikroskopische Untersuchung des Schlämmrückstandes ergab das Vorhandensein zahlloser Exemplare von *Globigerina bulloides*, sonst aber fehlten andere Foraminiferen vollkommen.

Wir haben es also hier offenbar mit einem kleinen, eingefalteten Fetzen von Miocän zu thun, das sich vom eigentlichen Gródnaer Tegel durch das Vorhandensein der erwähnten, dem Flysch nicht unähnlichen Sandsteinbänke unterscheidet. Diese Sandsteinbänke, scheinbar einen

Uebergang zu den vorhin erwähnten Ropiankaschichten bildend, haben mich anfangs veranlasst, in den letzteren ein Wiederauftreten der ostgalizischen Salzthonfacies zu erblicken [1]). Der Umstand, dass die Ropiankaschichten in der That viel Faciesähnlichkeit mit dem ostgalizischen Salzthon besitzen, wird vielleicht etwas zur Entschuldigung dieses Irrthums beitragen. Spätere Fossilfunde überzeugten mich von der Unrichtigkeit der ersten Anschauung. Es ist kein genügender Grund vorhanden, der wenigen Sandsteinbänke halber diese Bildung von dem übrigen Gródnaer Tegel zu trennen. Diese kleine Miocänpartie (auf dem Kärtchen erscheint ihre Grösse der Deutlichkeit wegen ziemlich stark übertrieben) grenzt nördlich an schwarzen, vielfach gewundenen, typischen Menilitschiefer und dieser wieder an sichere, südwestlich einfallende Ropiankaschichten.

Wir wollen uns nun der Betrachtung der Lagerungsverhältnisse der Hauptpartie des Gródnaer Tegels, welche das Kohlenflötz enthält, zuwenden. Nördlich vom Gródnaer Bergwerk, in der Entfernung von wenigen Metern erhebt sich die vorhin erwähnte kleine, aber ziemlich auffallende Terrainschwelle, welche aus südwestlich einfallenden Ropiankaschichten besteht. Zwischen dieser und der etwa 2 Kilometer südlich ansteigenden Oligocänkette breitet sich eine Niederung aus, deren tiefster Punkt 256 Meter beträgt. Diese Niederung ist mit dem blauen Gródnaer Tegel ausgefüllt, doch lassen sich der mächtigen Lehmbedeckung wegen die Grenzen desselben nicht genau angeben; er dürfte kaum ein grösseres Areal bedecken als $2^1/_2$—3 Quadratkilometer. Die einzigen natürlichen Aufschlüsse dieser Tegel-Partie befinden sich im Bache von Gródna dólna, der gerade in der Gegend, wo er überbrückt ist, bis auf den Tegel eingegraben erscheint. Man kann dort Turritellen und andere Schnecken sammeln, und ist so sicher, dass man es wirklich mit miocänem Tegel zu thun hat, und nicht etwa mit einem diluvialem Gebilde. Wo nämlich der Berglehm von einem Bache durchfurcht wird, nimmt er gewöhnlich eine bläuliche Färbung an und wird dann zuweilen dem tertiären Tegel auf den ersten Blick nicht unähnlich. Er enthält aber stets gewisse braune Rostflecken und geht nach oben in gewöhnlichen braungelben Lehm über, und wird daher nicht leicht mit tertiärem Tegel verwechselt werden können. Von dieser Stelle wurde eine Probe auf Foraminiferen hin untersucht (vergl. vorn). Einen weiteren Aufschluss bietet ein schmaler Wasserriss dar, welcher über den Gródnaer Bergabhang hinzieht, und in welchem seinerzeit der Ausbiss des Kohlenflötzes zu sehen war. Die nördlich von dem, am Bergabhange gelegenen Bergwerk sich erhebende und aus Ropiankaschichten bestehende Terrainschwelle entspricht wohl den Ropiankaschichten der erstbeschriebenen Seitenschlucht; während aber dieselben beiderseits durch Menilitschiefer begleitet werden, vermisst man hier dieses Gebirgsglied. Der nördliche, ohnedies überaus schmale Zug von Menilitschiefer mag sich wohl nach Osten hin auskeilen, der südliche dürfte sich entweder auch auskeilen, oder aber ist er unter dem Miocäntegel verdeckt. Kurz, es hat hier den Anschein, als ob der Tegel direct an die Ropiankaschichten heranreichen würde. Im Bergwerke wurde nach meinen

[1]) Verhandl 1882, p. 222 (Reisebericht.)

Erkundigungen das Grundgebirge weder im Hauptschachte, noch querschlägig erreicht.

In der Entfernung von etwa 170 Metern von den anstehenden Ropiankaschichten tritt als Einlagerung im Tegel das schon kurz besprochene Glanzkohlenflötz auf, über dessen Lagerungsverhältnisse Windakiewicz[1]) werthvolle Angaben gemacht hat. Heute wird der Abbau, nachdem sich der beste Theil des Flötzes in Brand befindet, nur in sehr untergeordneter Weise betrieben. Leider sind auch keine brauchbaren Grubenkarten vorhanden, so dass ich an Ort und Stelle über die Lagerungsverhältnisse nur sehr wenig in Erfahrung bringen konnte, nicht mehr, als bereits Windakiewicz mitgetheilt hat, dessen Angaben darüber folgendermassen lauten: „Das Flötz ist bis 4 Klafter mächtig und besteht zunächst am Liegenden aus einer schiefrigen Braunkohle von ca. 1 Fuss Mächtigkeit, dann kommt eine compacte, Bruchstücke von Versteinerungen (*Planorbis*) führende Glanzkohle, in der stellenweise taube Schmitze vorkommen. Dasselbe streicht nach Stunde 7 h 10° und verflacht in dem östlichen Theile des Stollens Barbara südlich. Nachdem im Flötz führenden, bereits 28 Klafter tiefen Josefsschacht ist anfangs vom Tage aus das Verflachen 80°, dann 60° und immer gegen die Tiefe flacher, bis es unter der Sohle des Eustachius-Stollens ein Verflachen von 35° annimmt.

Im westlichen Theile des Barbarastollens, der ca. 5° höher ist, scheint das Flötz in der Höhe nach Norden zu überkippen.

Dem Streichen nach zeigen sich oft mehrere Klafter anhaltende Verdrückungen im Flötze, indem sich die Kohle ausschneidet und das Hangende an das Liegende sich schliesst.

Aus dieser Darstellung folgt, dass man es hier mit keiner ausgedehnten, sondern blos mit einer mehr isolirten Partie einer Braunkohlen-Ablagerung, die dem miocänen Alter angehören dürfte, zu thun hat.“

Das Flötz, welches im Streichen eine Ausdehnung von kaum mehr als 520 Meter besitzt, fällt also nahe dem Ausgehenden steil nach Süd und legt sich gegen die Tiefe zu immer flacher, welches Lagerungsverhältniss ich in dem Profil Fig. 4 ungefähr zur Anschauung zu bringen gesucht habe.

Die geringe, rein locale Entwicklung der Kohle, die stellenweise sehr grosse, aber raschen und bedeutenden Schwankungen unterworfene Mächtigkeit des Flötzes, der Mangel fossiler Blätter, sprechen trotz dem Vorhandensein zahlreicher Planorben und dem Fehlen mariner Fossilien innerhalb der Kohle dafür, dass die local beschränkte Anhäufung fossilen Brennstoffes zu Gródna dólna nicht auf limnischem Wege entstanden sei, wodurch eine Hebung und abermalige Senkung während der II. Mediterranstufe erforderlich wäre, sondern der Einschwemmung von Hölzern vom Lande aus ihre Entstehung verdanke, wie ich das schon oben auseinander zu setzen versucht habe.

Es wäre von praktischer und theoretischer Bedeutung gewesen, südlich vom Ausgehenden des Gródnaer Flötzes und der darauf errichteten Grubenanlage, etwa in der Gegend, wo das angeschlossene

[1]) Oesterr. Zeitschr. f. Berg- und Hüttenwesen 1873, XXI, p. 254.

Kärtchen Badner Tegel ausweist, oder nicht weit westlich davon eine Tiefbohrung vorzunehmen. Man hätte dadurch die Ueberzeugung gewinnen können, ob sich das Flötz vielleicht mit flacher Lagerung unter dem anstehenden Badner Tegel hinzieht, oder in dieser Gegend bereits ausgekeilt erscheint. Im ersteren, in praktischer Hinsicht günstigeren Falle könnte man vielleicht darin eine Stütze für die eventuelle Annahme einer limnischen Entstehung der Kohle erblicken wollen, im letzteren Falle würde man in der Ueberzeugung bestärkt worden sein, dass die Kohle hier nur ein Einschwemmungsproduct bilde. Uebrigens würde auch der erstere Fall mit der letzteren Entstehungsweise ganz gut vereinbar sein. Durch eine derartige Bohrung wäre ferner auch die Gesammtmächtigheit des Gródnaer Miocäns erkannt worden. Leider ist eine solche Tiefbohrung unterblieben, und auch durch Querschläge hat man das karpathische Grundgebirge nicht erreicht, da sich der unrationell betriebene Bergbau bisher meist nur auf den Flötzkörper selbst beschränkt hat.

Die gesammten localen Verhältnisse weisen darauf hin, dass von Süden her, aus den zur Miocänzeit trocken gelegten Karpathen, Hölzer in das Miocänmeer geschwemmt wurden, welche sich an der aus diesem Meere als Insel emporragenden Kamieniecgruppe stauten und ansammelten.

Aus dem Mangel von marinen Versteinerungen in der Kohle und ihrem Zwischenmittel, sowie aus der Häufigkeit einer *Planorbis*-Species könnte man vielleicht auf eine zeitweilige Aussüssung des damaligen Meeres an Stelle der Holzansammlung zu schliessen geneigt sein; da aber diese letztere an einer von der südlichen Küste entfernten Stelle am Rande einer kleinen Insel stattgefunden hat, so sprechen die localen Verhältnisse gegen eine derartige Vermuthung.

Das angehäufte Holz wurde von Tegel bedeckt und verwandelte sich, wohl unter dem metamorphosirenden Einfluss der gebirgsbildenden Kraft in eine schöne, plattig abgesonderte Glanzkohle, welche gegenwärtig keine Holzstructur erkennen lässt. Die steil gestellten harten Sandstein-Bänke mit Bryozoën und Muscheltrümmern, die gewundenen Sandstein-Bänke im Thale östlich von Gródna beweisen deutlich die Einwirkung der Gebirgsbildung, während der Tegel selbst sich allenthalben als schichtungs- und schieferungslos erweist und daher in dieser Richtung keine Anhaltspunkte gewährt. Dass aber die damit verbundenen localen Verschiebungen nicht bedeutende waren, scheint daraus hervorzugehen, dass die dem ehemaligen Kamieniecufer genäherten sandigen Tegelpartien, aus der Umgebung des Kohlenflötzes, überreich sind an littoralen Foraminiferentypen, während die südlichere Tegelpartie eine mehr oceanische Fauna enthält (vgl. oben.) Nach Süden hin war das Miocänmeer eine Strecke weit offenbar durch den hier ausserordentlich nahe an die cretacische Kamieniec-Poludnik-Gruppe herantretenden oligocänen Helmzug begrenzt. Die Grenze des Miocäns gegen den letzteren ist überall durch Berglehm maskirt, etwaige Uferbildungen sind daher an dieser Grenze nicht bekannt geworden. Der Umstand, dass die Miocänablagerungen sich heute nur als isolirte Fetzen von beschränkter Ausdehnung darstellen, beweist die weitgehenden Denudationen, die das Gebirge seither erfahren hat.

Die Lagerungsverhältnisse des Bryozoënkalkes von Globikowa, westlich von Gródna wurden schon im Capitel Bryozoënkalk ausführlich genug besprochen, so dass ich hier kaum etwas hinzuzufügen habe. Die Vertheilung der Formationen, soweit sie unter der Lehmdecke erkennbar war, ergibt sich aus dem beigegebenen Kärtchen.

Werfen wir nun noch einen kurzen Rückblick auf die gegebene Darstellung, so ergibt sich, dass die ganze Kamieniec-Poludnik-Gruppe sammt den südlichen Gehängen wesentlich aus Ropiankaschichten besteht, welchen einzelne Züge oder Mulden von nahezu concordanten Menilitschiefern eingefaltet sind: Vertreter der „mittleren Gruppe“ fehlen hier — wie nördlich von Czudec — vollkommen; eine Täuschung oder ein Beobachtungsfehler ist hier vollkommen ausgeschlossen, da der direrete Contact zwischen Menilitschiefer und Ropiankaschichten an mehreren Stellen beobachtet wurde. Ob einige von den Menilitschiefern mit einander in ununterbrochener Verbindung stehen, lässt sich bei dem häufig abweichenden Streichen und der störenden Lehmbedeckung nicht mit voller Sicherheit angeben. Die auf dem Terrain von Globikowa auftretenden Menilitschiefer dürften wohl mit dem südlichen Zuge von Gródna zusammenhängen. Indessen scheint mir gerade dies eine Frage von secundärer Bedeutung zu sein.

Wichtiger ist die Frage nach der räumlichen Begrenzung und dem eventuellen Fortstreichen der Kreideinsel Kamieniec-Poludnik-Gródna. Begibt man sich aus dem Gebiete von Gródna dólna in südöstlicher Richtung nach Gródna górna, so bemerkt man da, wo der Gródnaer Bach aus der ungefähr meridionalen Richtung in die ostwestliche umbiegt, SW einfallende Hieroglyphensandsteine, die bereits den Charakter der Eocänschichten zeigen. Dasselbe ist der Fall auf dem weiter östlich gelegenen Gebiete von Brzeziny. Viel unsicherer ist die Begrenzung der Kreideinsel nach Osten, Nordosten und Norden, auf dem Gebiete der Gemeinden Mała, Niedzwiada und Braciejowa. In der letzteren Localität glaubte ich an einer Stelle Eocänschichten gesehen zu haben, doch war dies zu einer Zeit, bevor ich noch den Gródnaer Kreideaufbruch näher kennen gelernt hatte, ich kann daher dieser damaligen Anschauung nicht viel Gewicht zuschreiben. Das Gebiet von Niedzwiada und Mała aber senkt sich allmälig gegen das Thal der Wielopolka zu und ist stark mit Berglehm bedeckt, es war mir bei der Kürze der mir zur Verfügung stehenden Zeit nicht möglich, genügende Aufschlüsse aufzufinden. Wenn man aber bedenkt, dass die grosse Eocänentwicklung zwischen Strzyżów und dem Helmzuge mit normalem SO-NW-Streichen bis nach Wielopole und Brzeziny reichlich aufgeschlossen ist und bei normalem Fortstreichen das Gebiet von Mała und Niedzwiada passiren müsste, dass sich ferner dieses Gebiet von der höheren Kreideinsel durch geringere Höhe unterscheidet, ist es nicht unwahrscheinlich, dass das Eocän hier hindurchzieht und den Kamieniec-Poludnik-Gródnaer Kreideaufbruch östlich begrenzt. Es würden dann die Gypse von Mała und Broniszow auf Eocän auflagern. Dagegen ist es sehr wahrscheinlich, dass der besprochene Kreideaufbruch nach NW hin über den Poludnik bis an den Karpathenrand sich fortsetzt. Ebenso dürfte das Gebiet von Gembiczyna westlich von Globikowa grösstentheils den

Ropiankaschichten zufallen. Leider konnte ich dieses schwer zugängliche Gebiet nicht mehr näher untersuchen. Eine weitere wichtige Frage ist die, ob unser Kreideaufbruch mit den Ropiankaschichten von Stasziówka, Dembica SO, in ununterbrochenem Zusammenhange steht. Wie schon vorher erwähnt wurde, hat Fötterle [1]) zu Stasziówka Conglomerate kennen zu lernen Gelegenheit gehabt, die er als eocän beschrieb, die aber nach seiner Beschreibung und den in der geol. Reichsanstalt aufbewahrten Stücken zweifellos den Ropiankaschichten angehören. Das Stasziówker Vorkommen könnte nun wieder mit dem von Chechły bei Ropczyce zusammenhängen, und wir hätten dann einen ununterbrochenen Zug von unteren Kreidegesteinen am Nordfusse der Karpathen, ähnlich wie ihn Hohenegger bereits vermuthet hat. Diese für die Tektonik und den Bau der Westkarpathen gewiss sehr wichtige Frage wird sich erst durch die geologische Untersuchung des nördlichsten Karpathenstreifens zwischen Dembica und Rzeszów mit Sicherheit lösen lassen. Wahrscheinlicher ist es wohl, dass ein derartiger continuirlicher Kreidezug nicht besteht, sondern mehrere Aufbruchswellen vorhanden sind.

Der Nordrand der Karpathen ostsüdöstlich von Rzeszów konnte leider nur ziemlich flüchtig begangen werden. Zu Kielnarowa und Chmielnik, östlich von Tyczyn, treten Gesteine auf, die ein eocänes Aussehen besitzen. In der östlichsten Kartenecke aber treten drei in der Richtung von SO nach NW aufeinanderfolgende Berge auf, die sich von ihrer südlichen Umgebung durch grössere Höhe auszeichnen (Zamczysko 391 Meter, Daroch 400 Meter, Hussów 426 Meter) und aus Ropiankaschichten bestehen. Wenigstens war Herr Dr. Hilber, der das nördlich anstossende, grösstentheils der Ebene angehörige Blatt geologisch aufzunehmen hatte, so glücklich, in Hussów ein Inoceramenfragment aufzufinden, wodurch das Vorhandensein von Ropiankaschichten wohl genügend erwiesen ist [2]). Ungefähr 28—30 Kilometer südöstlich von Hussów gelangt man, dem Karpathenrand entlang, zu dem Kreideaufbruch von Przemysl, und man kann wohl die Ropiankaschichten von Hussów wenigstens theoretisch als die Fortsetzung des Przemysler Vorkommens betrachten, wenn auch nach den von Bergrath Paul ausgeführten geologischen Aufnahmen eine directe Verbindung nicht vorhanden ist. Nach Paul wird aber der Przemysler Aufbruch von einer mächtigen Zone der „mittleren Gruppe“ begleitet [3]), welche in meinem Gebiete nirgends nachweisbar war. Es treten wohl stellenweise etwas massigere Sandsteinbänke auf, so namentlich in der Chechłyer Schlucht, wo sich eine solche Lage durch zahlreiche eingestreute Kohlenbrocken auszeichnet, ebenso auch bei Gródna; diese entsprechen aber in ihrem Vorkommen und in ihrer Stellung keineswegs

[1]) Verhandlung. der geol. R.-A., Jahrbuch 1865, p. 250 und p. 159.

[2]) Dr. Hilber schreibt über die Ropiankaschichten von Hussów Folgendes: „Er (der Karpathensandstein von Hussów) besteht aus steil stehenden, OSO bis SO streichenden, wechsellagernden grünen Thonen mit Strandgeröllen aus fossilführendem Stramberger Kalkstein (ähnlich wie zu Kruchel wielki bei Przemysl) und Sandsteinen, zuweilen strzolkaartig, mit nicht sehr häufigen Hieroglyphen und mit Kohlenpartikelchen. Mächtiger Verwitterungslehm bedeckt die Gehänge.“ Verhandlungen d. geol. R.-A. 1882, p. 244.

[3]) Verhandlungen d. geol. R.-A. 1880, p. 330.

den Jamna-Sandsteinen Ostgaliziens oder den grobbankigen Sandsteinen des Liwoczgebietes oder des Grenzzuges, sondern sind einfach als Einlagerungen im vielgestaltigen Verbande der Ropiankaschichten zu betrachten. Nach den Aufnahmen von Paul[1]) und Tietze[2]) nimmt die in Ostgalizien durch den Jamna-Sandstein so mächtig repräsentirte mittlere Gruppe nach Westen hin an Mächtigkeit beständig ab, so dass es sonderbar erscheinen muss, wenn in der Umgebung von Przemysl dieses Glied abermals eine bedeutende Entwicklung gewinnen sollte. In der That sieht man bei der Stadt Przemysl selbst, wo die Karte von Paul das Vorhandensein von „mittlerer Gruppe" angibt, keine in dieser Weise anzusprechenden Gesteine. In der geologischen Beschreibung dieser Gegend, welche gleichzeitig mit meiner Arbeit erscheinen wird, wird Bergrath Paul wohl die näheren Motive dieser Ausscheidung angeben, und es wird dadurch ein sicheres Urtheil über ein Gebiet möglich sein, das für die Karpathengeologie von hervorragender Bedeutung ist.

Es ergibt sich demnach, dass im Nordgürtel des aufgenommenen Theiles der Karpathen Gesteine der unteren Kreide eine wichtige Rolle spielen. Sie treten in drei, von einander wahrscheinlich durch jüngere (eocäne) Schichten getrennten Aufbrüchen auf, dem von Hussów, dem von Babice-Czudec-Bystrica(-Chechły?), dem von Gródna, Kamieniec, Poludnik, die im Allgemeinen von OSO nach WNW streichen. Unter diesen nimmt der letztere Aufbruch die grösste Breite ein. Eocängesteine treten wie es scheint nicht als directe Bedeckung der Ropiankaschichten auf, wohl aber Menilitschiefer, welche die Ropiankaschichten begleiten oder ihnen in Form schmaler Mulden in fast concordanter Lagerung eingefaltet sind. Die Untersuchung des nördlichsten bis jetzt noch nicht aufgenommenen Karpathenrandes wird über die Tektonik und den Verlauf dieser Kreidezüge noch wichtige Beiträge zu liefern haben.

Die miocänen Tertiärbildungen des Nordgürtels sind einestheils durch das Gypsvorkommen von Lopuszka mała (Przemysl NW, Lancut S) mit den sogenannten Salzthonbildungen Ostgaliziens verbunden, anderntheils aber stehen sie durch das Miocän von Kossice, Tarnów S. mit den Miocänbildungen von Bochnia und Wieliczka in Zusammenhang.

Während die Salzthonbildungen Ostgaliziens eine ununterbrochene, den Nordrand der Karpathen begleitende Zone darstellen, auch orographisch und tektonisch eine Rolle spielen und nur selten in Form kleiner Buchten in das Innere des Gebirges eingreifen, haben wir es hier mit einzelnen, mitunter mehrere Kilometer von einander entfernten Denudationsresten zu thun, deren vollständiges Fehlen an dem tektonischen und orographischen Gesammtbau so gut wie gar nichts ändern würde. Sie liegen zum Theil am Aussenrande der Karpathen, wie der Gyps von Siedliska, die Leithakalke von Siedliska, Niechóbrz und Zglobien und Olympów, zum Theil aber mehrere Kilometer (bis 13) südlich davon, wie die Gypse von Mała und Broniszów, die Badener Tegel von Gródna und der Bryozoënkalk von Globikowa. Während

[1]) Dieses Jahrbuch 1881, 31. Bd., pag. 144.
[2]) Verhandlungen d. geol. R.-A. 1880, p. 256.

sich die ersteren Vorkommnisse durch nahezu horizontale Lagerung auszeichnen, lassen die tiefer im Gebirge gelegenen Bildungen, der Bryozoënkalk und Badener Tegel, in ihrem steilen Einfallen und stellenweiser Faltung deutliche Spuren der Einwirkung der Gebirgsbildung erkennen, ohne dass es aber nothwendig wäre, weitgehende Dislocationen anzunehmen. Am Nordfusse des Gebirges selbst scheinen anstehende, zusammenhängende Miocänablagerungen (wie in Wieliczka-Bochnia) zu fehlen.

Während in Ostgalizien der Salzthon mit dem Menilitschiefer so innig verquickt ist, dass, mit den Worten Tietze's[1]), „trotz der in der Art der Verbreitung sich ausprägenden Discordanz doch eine allmälige Verknüpfung der physikalischen Bedingungen stattgefunden hat, unter welchen diese Formationen zum Absatz gelangten," und dass diesem Forscher und Paul die Annahme einer Lücke zwischen Menilitschiefer und Salzformation unstatthaft schien[2]), liegen die Leithakalke discordant mit nahezu horizontalen Bänken auf steil gestellten Menilitschiefern, zum Beweis, dass das wohl von Westen her transgredirende Miocänmeer ein fertiges, den heutigen Karpathen in seinen Grundzügen völlig gleichendes Gebirge vorgefunden hat. Auch der Badener Tegel von Gródna tritt transgredirend auf, wenn er auch stellenweise dem älteren Gebirge, den Menilitschiefern und Ropiankaschichten ganz parallel nachgefaltet erscheint.

Da der Parallelismus der Schichten, der ja z. B. auch zwischen den Ropiankaschichten und den Menilitschiefern unseres Gebietes besteht und der ja häufig erst durch Nachfaltung hervorgerufen werden kann, keineswegs immer als ein vollgiltiger Beweis für continuirliche Sedimentbildung anzusehen ist, und dieser Parallelismus so ziemlich als einziges Argument für die Bildungscontinuität des Menilitschiefers und Salzthons Ostgaliziens angegeben wird, dürfte vielleicht gestattet sein, gegenwärtig die wirkliche Continuität der beiden genannten Stufen in Ostgalizien noch nicht für bewiesen zu erachten, und dies umso mehr, als ja das Niveau des Magura-Sandsteins dabei ganz unberücksichtigt blieb. Sollten aber die von Paul und Tietze gewonnenen Anschauungen doch richtig sein, dann würde sich ein bemerkenswerther Gegensatz im Verhalten des ost- und westgalizischen subkarpathischen Miocäns ergeben, der der Annahme der völligen Aequivalenz beider einigermassen hinderlich wäre.

Nach ihrem faunistischen und petrographischen Charakter sind die westgalizischen Miocänablagerungen von den sogenannten Salzthonbildungen Ostgaliziens gänzlich verschieden, nur die Gypse stellen ein beiderorts vorkommendes Sediment dar und erinnern andererseits auch an die Salzthonbildungen von Wieliczka und Bochnia (Gekrösestein von Mała).

Am allervollkommensten stimmen sie dagegen mit den Miocänbildungen der sogenannten II. Mediterranstufe des inneralpinen Wiener Beckens überein, ohne auch nur die geringste Analogie mit den sogenannten ausseralpinen Tertiärbildungen zu besitzen.

---

[1]) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1878, p. 323.
[2]) Vgl. auch Zuber in diesem Jahrbuch 1882, 32. Bd., p. 371.

Der Leithakalk, namentlich aber der Badener Tegel von Gródna, und der im galizischen Miocänbecken bisher noch nicht nachgewiesene Bryozoënkalk haben ihre nächsten Analoga entschieden im inneralpinen Wiener Becken.

Die klare und sachgemässe Discussion der Fauna von Wieliczka durch Hilber[1]) wird wohl der älteren, richtigeren, von Tietze[2]) wieder hervorgeholten Anschauung von Reuss, dass der Salzthon von Wieliczka dem Badener Tegel am nächsten stehe, wieder zu ihrem Rechte verhelfen, und mit dieser Ansicht stehen die hier gewonnenen Resultate über unsere, die Salzformation von Wieliczka räumlich vertretenden Tertiärbildungen in vollster und bester Uebereinstimmung.

Eine der auffallendsten geologischen Erscheinungen in der nördlichen Kreideaufbruchszone ist ohne Zweifel die massenhafte Einschaltung von Strandgeröllen und die Bildung von Conglomeratbänken von Stramberger, beziehungsweise Inwalder Tithonkalk in den Ropianka-Schichten dieser Zone. Seit langer Zeit sind derartige Vorkommnisse bei Przemysl bekannt[3]), ebenso bei Sygneców bei Wieliczka und anderen Localitäten in Westgalizien (Rybna, Libertów, Glogoców bei Mogilany)[4]). Hohenegger und Fallaux[5]) fanden exotische Jurablöcke zu Witanowice und Wozniki. Fötterle (l. c.) sah sie in massenhafter Entwicklung in Stasiówka bei Dembica, Dr. Hilber (l. c.) bei Hussów, ich selbst in Chechły bei Ropczyce und in der Kreide des Kamieniec-Poludnik bei Dembica[6]). In Ostgalizien hingegen scheinen sie nach Paul und Tietze im Neocom zu fehlen, wohl aber treten sie im Salzthonconglomerat auf; während in Mittelgalizien südlich von Przemysl nach Paul auch das Eocän durch derartige Vorkommnisse ausgezeichnet ist (Lużek gorny).

Bei der enormen Menge der häufig ungefähr kopfgrossen vollkommen gerundeten Gerölle, die an einem Orte angehäuft erscheinen, muss man wohl zugeben, dass derartige Geröllmassen nicht aus weiter Ferne herbeigeführt werden konnten. Sie mussten in der Nähe des anstehenden Muttergesteins als Strandgerölle gebildet und in die littoralen Sedimente eingeschlossen worden sein. Wenn auch selbst die grossen Kalkinseln, welche Niedzwiedzki bei Przemysl sah, wahrscheinlich nicht wirklich anstehendes Gestein, sondern vermuthlich doch nur isolirte Blöcke vorstellen, so muss man trotzdem doch annehmen, dass die Localität Przemysl einer ehemaligen Klippe entspreche, von welcher ein Rest vielleicht noch unter der Hülle jüngerer Gesteine und ihres eigenen Gerölles verdeckt liegt.

Wenn auch an keiner Localität die Menge von Jurablöcken eine so enorme zu sein scheint, wie in Przemysl und Kruhel bei Przemysl,

---

[1]) Dieses Jahrbuch 1882, 32. Bd., p. 306.
[2]) Ebendaselbst 1882, 32. Bd., p. 68 etc.
[3]) Niedzwiedzki in diesem Jahrbuche 1876, XXVI. pag. 339—341.
[4]) Pusch, geogn. Beschr. v. Polen, II. pag. 81. 640; Boué, Journal de Géologie 1830, pag. 346; Krejči, Skizze einer Orographie des nordwestl. Karpathengebirges, Jahresbericht der böhm. Oberrealschule zu Prag f. d. Jahr 1858, pag. 11; Hohenegger, geogn. Verh. d. Nordkarpathen, pag. 18.
[5]) Geol. Karte des ehem. Krakauer Gebietes pag. 251.
[6]) In Schlesien gleicht dem galizischen Vorkommen von tithonischen Strandgeröllen am meisten das von Chlebowitz und Palkowitz, Hohenegger l. c. pag. 15, 31.

so ist sie doch überall noch gross und auffallend genug, um auch für die übrigen Localitäten ein anderes, als das für Przemysl vorausgesetzte Verhältniss auszuschliessen. Wir müssen also den ehemaligen Bestand einer Reihe von Tithonklippen annehmen, deren Verlauf mit dem Nordrand der west- und mittelgalizischen Karpathen zusammenfällt. Dieselben stellen sich als die Fortsetzung der sogenannten nördlichen Klippenlinie (niederösterreichisch-mährische Inselberge, Czettechowitz, Stramberg, mährisch-schlesische Blockklippen, Inwald) dar und sind ungefähr längs einer, südlich von Wieliczka, Bochnia, Tarnów, Dembica, Sendziszów, Rzeszow, Przemysl gelegenen Linie angeordnet.

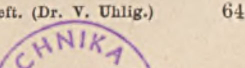
Die Richtung dieser nördlichen Klippenlinie und Kreideaufbruchszone ist von der der südlichen Klippenlinie vollkommen unabhängig; während die letztere um das Centralgebirge der Tátra in einem Bogen nach SO herumschwenkt, streicht die nördliche Klippenlinie von Schlesien aus in ostnordöstlicher Richtung und senkt sich erst von Hussów an, zwischen Rzeszów und Przemysl nach SO.

Der Umstand, dass wir in der so reconstruirten nördlichen Klippenlinie wahre Strandgerölle von Tithonkalk in den neocomen Ropianka-Schichten vorfinden, beweist wohl unzweifelhaft, dass die nördliche Klippenlinie in der That schon zur Neocomzeit eine Reihe von Strandklippen gebildet haben muss [1]). Diese waren zu dieser Zeit einer so heftigen Brandung ausgesetzt, dass sie in Westgalizien, wie es scheint, fast gänzlich in Strandgerölle aufgelöst wurden und nur mehr in dieser Form von ihrem ehemaligen Bestande Zeugniss geben. Beyrich [2]) hat die nördliche Klippenlinie bereits im Jahre 1844 als eine „Littoralzone“ angesprochen, was mit den hier gewonnenen Anschauungen gut übereinstimmt. Die von Neumayr [3]) für den südlichen, und zwar besonders den pennininschen Klippenzug gegebene, von Tietze [4]) neuerlich angezweifelte Erklärungsweise des merkwürdigen Klippenphänomens kann dagegen auf die nördliche Klippenlinie nicht übertragen werden.

Aehnlich wie sich die Tithonkalke gegen das Neocommeer als Strand oder Strandklippen verhielten, so dürften wiederum die Sedimente dieses Neocommeeres, die Ropianka-Schichten, in späteren Perioden wenigstens theilweise gehobenes Gebiet dargestellt haben. Der Mangel jüngerer Sedimente bis zum Menilitschiefer scheint wenigstens in dieser Weise zu deuten zu sein. Von grossem Interesse erscheint die Thatsache, dass sich auch hier im Conglomerat von Chechły jene eigenthümlichen grünen krystallinischen Schiefergesteine wieder gefunden haben, welche nach Tietze und Paul [5]) einen wichtigen Bestandtheil der Conglomerate Ostgaliziens bilden und daher nach der Meinung der genannten Forscher an der Zusammensetzung des angenommenen „alten Gesteinswalles“ am Nordfuss der Karpathen hervorragend betheiligt gewesen sein mussten. In Uebereinstimmung mit den Anschauungen

---

[1]) Vgl. Paul und Tietze Studien, pag. 126.
[2]) Karsten's Archiv, Bd. 18, pag. 76.
[3]) Dieses Jahrbuch 1871, XXI Bd. pag. 526—536.
[4]) Jahrbuch 1882, XXXII. pag. 64.
[5]) Studien pag. 122—126. Neue Studien pag. 291—294, Tietze, geognost. Verhältnisse v. Lemberg 1882, pag. 64, 65.



einiger Schweizer Geologen[1]) bezüglich des schweizerischen „alten Gesteinswalles“ kann man auch den karpathischen und die vermuthlich wenigstens zum Theil damit verknüpfte nördliche Klippenlinie nicht nur als Ablagerungsbasis und als nördliche Uferbegrenzung des karpathischen Flyschmeeres, sondern auch als, wenn auch zum Theil oder zeitweilig untermeerisches oder unterirdisches Stauungshinderniss bei der Auffaltung der karpathischen Sedimente betrachten, wozu namentlich das Verhalten des oligocänen Helmzuges zur cretacischen Insel des Kamieniec-Polufnik zu berechtigen scheint.

Es wird sich wohl im weiteren Verlaufe der geologischen Aufnahmen in den Westkarpathen ergeben, ob und inwieweit die hier nur andeutungsweise ausgesprochenen Anschauungen über die geologische Rolle der nördlichen Kreidezone sich bestätigen werden. Ich selbst betrachte sie nur als provisorisch, glaube aber doch aus verschiedenen Gründen von der Veröffentlichung derselben nicht Abgang nehmen zu sollen. Der Umstand, dass der nördlichste, in theoretischer Hinsicht besonders wichtige Karpathenstreifen zwischen Dembica und Rzeszów nicht mehr in mein Aufnahmsgebiet fiel und die schon früher angegebenen, einer genaueren Untersuchung abträglichen Verhältnisse, verbunden mit den nicht unbeträchtlichen Schwierigkeiten, die der Untersuchungs-Gegenstand an sich bietet, mögen es entschuldigen, wenn noch keine sicheren und detaillirteren Ergebnisse erzielt werden konnten. Jedenfalls darf man die nördliche Kreidezone zu den interessantesten Theilen der sonst ziemlich reizlosen und einförmigen karpathischen Flyschzone zählen.

Der Helm-Czarnorzeki-Zug.

Das Gebiet zwischen dem oligocänen Helm-Czarnorzeki-Zug und dem Nordgürtel ist in geologischer Beziehung sehr einförmig gebaut und bietet wenig Interesse dar. Namentlich in der Gegend südlich und südwestlich von Czudec, Strzyzow, Wielopole, haben wir ein ziemlich stark mit Berglehm bedecktes, einförmiges Hügelland von geringer Höhe (die gewöhnlichen Höhen schwanken zwischen 320 und 412 Meter, nur ein Berg nördlich von Szufnarowa erreicht die Höhe von 447 Meter und der Budisz bei Zawadka die Höhe von 449 Meter), welches, wie es scheint, ausschliesslich aus eocänen Hieroglyphensandsteinen und Mergelschiefern besteht; östlich vom Wislokflusse und dem Strassenzuge Strzyzów-Czudec wird die Zusammensetzung dieses Gebietes dadurch einigermassen abwechslungsreicher, dass sich einzelne Menilitschiefermulden einschalten, von denen die breiteste die von Siedliska, Straszydlo, Blażowa, Dynów ist, die bereits im Vorhergehenden erwähnt wurde, weil sie bei Siedliska, an die Wislokebene herantretend, Leithakalk und Gyps aufgelagert enthält. Menilitschiefer konnte man auf dem Blatte Tyczyn-Dynów bei Tarnawka und Błędowa slocińska im nordöstlichen Theile des Blattes aufgefunden werden; südlich davon geht eine Mulde bei Dolny koniec, Jawornik N, durch, dann folgt die

[1]) Baltzer, der Glärnisch. Zürich 1873, pag. 52. Kaufmann, Neue Denkschr. d. schweiz. Gesch. f. d. ges. Naturw. 1860, XVII. pag. 130.



Mulde Baczary-Przylaski, dann der schon oben erwähnte Zug; folgt die Mulde Munki-Lubnoberg-Karolówka (am San); dann die Mulde Ujazdy, Hludno, Wara und schliesslich der Zug von Isdebki, welcher sich über Barycz nach Blizianka fortsetzen dürfte.

Die Bergzüge, welche bald mehr, bald minder deutlich dem von SO nach NW gerichteten Schichtstreichen folgen, haben durchschnittlich eine grössere Meereshöhe, als die westlich vom Wislok, die Grocznica (zwischen Domaradz und Blazowa) erreicht sogar die Höhe von 510 Meter. Im Allgemeinen ist die Ueberschiebung der Falten nach Nordosten die Regel, nur selten treten auch normale Wellen auf, deren Südflügel nach SW, deren Nordflügel nach NO einfällt, so wie beim Eocän-Aufbruch von Karolówka, südlich von Dynów, wo der südwestlich einfallende, aus Eocän und Menilitschiefer bestehende Südflügel am linken Sanufer bei Karolówka aufgeschlossen ist, während der nordöstlich einfallende Nordflügel am rechten Sanufer, bei der Fähre und dem Dorfe Bartkówka entblösst ist. In dem ganzen Gebiete ist die Entwicklung des Berglehms eine geringere.

Der Czarnorzeki-Helm-Zug fällt seiner Hauptausdehnung nach dem Kartenblatte Brzostek-Strzyzów zu, nur der südwestlichste Theil des Blattes Tyczyn-Dynów südlich von Domaradz und Lutcza und der nordöstlichste Theil des Blattes Jasło-Dukla, nördlich von Krosno, gehören diesem Zuge an. Die südöstliche Fortsetzung befindet sich auf dem im Vorjahre von Paul aufgenommenen Blatte Brzozow-Sanok. Nach den Beobachtungen von Paul beginnt der Helm-Czarnorzeki-Zug in der Gegend von Sanok am San, wo von Paul eine regelmässige Menilitschiefermulde nachgewiesen wurde, deren Nordflügel nach SW, deren Südflügel nach NO einfällt, und deren Muldenkern aus dem oberoligocänen Magurasandstein besteht [1]). Diese Mulde erstreckt sich bis Brzozów, muss sich aber daselbst schon bedeutend erweitern, da sie unser Kartengebiet nördlich von Brzozów bei Jasienica bereits mit einer beträchtlichen Breite betritt.

Ich werde meine Beschreibung im Osten mit dem Durchschnitte von Krosno über Czarnorzeki nach Krasna beginnen (vgl. Fig. 5 u. 6). Im Flussbette des Wislok bei Krosno sieht man südwestlich einfallende Eocänsandsteine, aus welchen auch das flache, von vorwiegend lehmigen, diluvialen Terrassen bedeckte Terrain südlich von Krosno besteht. Nördlich von Krosno erhebt sich der St. Laurenzberg (327 Meter), an dessen östlicher Seite die Strasse nach Czarnorzeki, an dessen westlicher Seite die Strasse nach Węglowka führt. Dieser Berg bietet ziemlich zahlreiche Aufschlüsse dar, welche ergeben, dass derselbe aus einem nördlichen und einem südlichen Bande von hell gefärbten Menilitschiefern [2]) besteht, zwischen welche eine Mulde von Magurasandstein eingelagert ist. Menilitschiefer und Magurasandstein zeigen typische Beschaffenheit, an der Grenze beider Bildungen oder in den liegenden Partien der letzteren tritt eine ziemlich mächtige Einlagerung rothen Thones auf; der Magurasandstein erscheint bald grob-, bald feinkörnig

[1]) Nach freundlichst gegebenen mündlichen Mittheilungen von Bergrath Paul.

[2]) Der Menilitschiefer des Laurenzberges wurde in der beifolgenden Zeichnung Fig. 6 aus Versehen mit 2, statt mit 1 bezeichnet.

Fig. 5.


Kreideinsel
Kamieniec - Grudna
Czarnorzeki - Helm - Zug
Wisłoka
Siedliska
Smarzowa
Baczałka
Smarzow
Kamienica g.
Okragla
Brzezina
Helm
532
Huta Bog
Stępina
Bogolów
303
404
459
Frysztak
Wisłok
Strzyżów
Herby
Czarnówka
Wysoka
Godowska g
434
Kamieniec
Leki
Bonarówka
Łączki
Rzepnik
Styrza
Krasne
Węglówka
Wywak
Czarnorzeki
Odrzykoń
Korczyna
Krosno
Domaradz
Jasienica
Blizne
Eocaen
Menilitschiefer
Schiefer mit Melettaschuppen
Bonarówkaschichten
Magurasandstein
Terassendiluvium (Löss)
Kammstreichen
Massstab 1:230.400

und dickbankig. Während jedoch in der westlichen Partie dieser Mulde die beiden Menilitschieferzüge und der Magurasandstein ein nördliches oder nordnordwestliches Einfallen zeigen, scheint die östliche Hälfte nach SW einzufallen, wenigstens kann dieses Einfallen bei dem südlichen Megilitschieferzuge in der Nähe der Capelle an der Strasse nach Korczyna-Czarnorzeki thatsächlich beobachtet werden.

Als westliche Fortsetzung der Oligocänmulde des Laurenzberges bei Krosno dürfte der Wapionkaberg (326 Meter) zwischen Ustrobna und Potok an der Strasse Krosno-Jasło zu betrachten sein, der vom Laurenzberg durch die breiten Alluvionen und Diluvien des Wislok getrennt ist. Am Wapionkaberg sieht man noch Sandsteine, die das Vorhandensein von Magurasandstein sehr wahrscheinlich machen; weiter westlich vereinigen sich die beiden, aus Menilitschiefer bestehenden Muldenflügel zu einem einzigen, ziemlich schmalen Zuge, welcher bei Brzezówka vom Jasiolkafluss durchbrochen wird.

Das rechte Bruchufer dieses Flusses gegenüber dem Dorfe bildet eine reiche Fundstätte trefflich erhaltener Fische. Sehr auffallend ist der plötzliche, von ungefähr von SW nach NO gerichtete steile Abbruch der Wapionka gegen Osten. Wenn das Oligocän von Wapionka als die muthmassliche Fortsetzung der Mulde des Laurenzberges bezeichnet wurde, so soll damit nicht das Bestehen eines continuirlichen Zusammenhanges wahrscheinlich gemacht werden; es ist im Gegentheil zu erwarten, dass unter den Diluvien und Alluvionen des Wislok schon Eocänbildungen anstehen. Während die Mulde des Laurenzberges von SW nach NO streicht, zeigt der Oligocänzug Wapionka-Brzezówka ein WNW-Streichen. Ueberhaupt stimmen die einzelnen, bei Krosno dem Eocän eingelagerten Menilitschiefermulden in ihrem Streichen nicht völlig überein.

Kehren wir nun wieder zum Durchschnitte Krosno-Krasna zurück. Nördlich vom Laurenzberge erscheint eine Terrainmulde, welche mit lehmigen Diluvien ausgefüllt ist, bis sich das Terrain bei Korczyna wieder erhebt, um allmälig zum Czarnorzeki-Kamme anzusteigen. Auf dem Wege dahin stehen allenthalben dünnschiefrige und krummschalige Eocänsandsteine von der gewöhnlichen Beschaffenheit an, welche im Allgemeinen von SO nach NW streichen, aber häufigem Wechsel im Fallen unterworfen sind. Erst wenn man sich der Höhe und dem Waldrande nähert, treten Menilitschiefer auf, die hier nicht sehr mächtig sind und nach Süden einfallen. Darauf folgt zunächst röthlicher und bläulicher Thon, sodann bunter Thon mit einigen weichen, schiefrigen Sandsteinbänken, dann weiche, dünne Sandsteinbänke und endlich grobkörniger, zu Grus zerfallender Conglomeratsandstein und feinkörniger, härterer Sandstein in dicken Bänken, echte Magurasandsteine, welche auch eine kleine, aber doch auffallende Schwelle bilden. Sie stellen das untere Lager der Magurasandsteine dar. Die vorwiegend rothgefärbten thonig sandigen Zwischenbildungen zwischen dem Menilitschiefer und dem Magurasandstein haben nur etwa 5—8 Meter Mächtigkeit. Dann treten abermals weiche thonig sandige Schichten auf, um bald wieder theils grob- theils feinkörnigen, mächtigen dickbankigen Magurasandsteinen Platz zu machen, welche als das obere Lager der Magurasandsteine betrachtet werden können. Die mächtigsten dieser

Bänke bilden nun einen ungefähr ostwestlich streichenden steilen Kamm, nach dessen Verquerung man in die am Nordfusse desselben gelegene Alpe Czarnorzeki gelangt. Dieser Kamm hat eine Länge von ungefähr 2·5—3 Kilometern, zeigt in dieser Erstreckung durchaus ostwestliches Streichen und die ihn zusammensetzenden Magurasandsteine bis zum Menilitschiefer südliches Einfallen. Auch das südliche Einfallen des Menilitschiefers ist offenbar durch den, die Tektonik der betreffenden Partie des ganzen Zuges beherrschenden Magurasandstein bedingt.

Seine östliche Fortsetzung gehört nicht mehr in mein Aufnahmsgebiet; nach der Terrainconfiguration zu schliessen, erstreckt er sich noch 3 Kilometer über die Kartengrenze hinaus mit OSO Streichen. Nach Westen hin verläuft er bis in die Gegend der Ruine Odrzykón, von wo an das Schichtstreichen wieder nach NW gerichtet ist. Die dickste, massigste Bank dieses Magurasandsteins nimmt die Kammhöhe ein und markirt dieselbe durch eine Reihe von mächtigen, zuweilen fast baumhohen, frei aus dem Boden hervorragenden Sandsteinfelsen, die in der ganzen, landschaftlich ziemlich einförmigen Umgebung ihres pittoresken, ruinenartigen Aussehens wegen bekannt sind. Man hat es hier offenbar mit einer Verwitterungsform zu thun, die auch bei den massigen Sandsteinen des cretacischen Zuges der Wątkowa Magura im ungarisch-galizischen Grenzgebirge und dem Jamna-Sandstein Ostgaliziens vorkommt.

Aus dem letzteren Gebiete haben Paul und Tietze[1]) diese Erscheinung beschrieben und abgebildet, deren Wesen darin beruht, dass die Basis der Felsen am Erdboden am kleinsten ist und gegen oben zu breiter wird. Dieses Breiterwerden geschieht aber nicht allmälig, sondern es treten einzelne horizontale Parallelstreifen mehr hervor, unter welchen das Gestein stärker ausgehöhlt ist. Manchmal erhalten die Felsen dadurch eine förmlich pilzähnliche Gestalt. Dabei aber ist besonders zu vermerken, dass die Lagerung der Sandkörner zu den stärker hervortretenden Parallelstreifen in keinerlei Beziehungen steht. Bei den Felsen von Czarnorzeki wird die Erscheinung dadurch etwas abgeändert, dass im unteren schmäleren Theile mancher Felsen einzelne breitere Partien vorkommen, so dass sich die Einschnürung des Felsens wiederholt, ohne sich jedesmal zu verstärken. Paul und Tietze geben keine Erklärung dieser Erscheinung, sie denken nur im Allgemeinen an Denudation.

Bei den Felsen von Czarnorzeki sieht man zunächst, dass sie in der That die Schichtköpfe einer mehrere Meter mächtigen, südlich fallenden Sandsteinbank sind; das südliche Einfallen der letzteren ist noch in der Stellung der frei vorragenden Felsen schwach angedeutet. Diese Bank konnte ihrer massigen Entwicklung wegen von der Verwitterung nicht so leicht angegriffen werden, als die schiefrig sandige weiche Umgebung, welche rascher abwitterte und auf diese Weise die frei vorragende Stellung der Felsen bewirkte. Die letzteren wurden durch die Atmosphärilien geglättet, an ihrer Basis aber waren sie der ungleich stärkeren Wirkung chemischer Agentien, namentlich der durch das Pflanzenwachsthum erzeugten Kohlensäure ausgesetzt, und wurden daher an ihrer Basis schmäler als am frei vorragenden Ende. Es

[1]) Neue Studien, pag. 240.

spricht hiefür der Umstand, dass die stärker ausgehöhlten Streifen stets dem Erdboden ungefähr parallel liegen. Diese letzteren bestehen häufig eigentlich aus einer Reihe von kugelförmig ausgehöhlten Löchern, die dann theilweise oder ganz zu einem Streifen verfliessen können. An den Stellen dieser hohl kugelförmigen Löcher[1]) mag wohl die chemische Action zuerst eingesetzt haben. Jene Streifen, welche am unteren Theile der Felsen etwas stärker vorragen, könnten vielleicht härteren Partien der Sandsteinbank entsprechen. Vielleicht ist diese Erklärung für die beschriebene Erscheinung zulässig. Nur muss noch bemerkt werden, dass nicht jeder aus massigem Sandstein bestehende Kamm diese Art Felsbildung zeigt; eine der Bedingungen dieser Erscheinung dürfte auch die sein, dass die benachbarten Bänke um ein ziemlich Beträchtliches weicher und leichter verwitterbar sind. Wo die Härte eines Sandsteincomplexes gleichmässig ist, dürfte es zu einer derartigen Bildung nicht kommen.

Dr. Tietze[2]) scheint dagegen geneigt zu sein, darin Spuren einer ehemaligen Flusserosion zu sehen, welche durch die Vorgänge der Gebirgsbildung in grosse Höhe gehoben wurden, an Stellen, wo gegenwärtig nicht nur kein Fluss, sondern eine Wasserscheide sich befindet. Die Unregelmässigkeit dieser Erscheinung, die Art und Weise, wie sich die vertieften Streifen aus ursprünglich getrennten kugelförmigen Höhlungen herausbilden, ist nicht geeignet, einer derartigen Anschauung das Wort zu reden. Die beschriebene Felsbildung ist offenbar aus demselben Gesichtspunkt zu betrachten, wie andere derartige Verwitterungs-Erscheinungen, die man ja auch an anderen Gesteinen kennt. Es wurden hier nicht die fertigen Felsen aus der Thaltiefe zur Kammhöhe erhoben, sondern die Kammhöhe hat sich eben in dem gefalteten Gebirge gerade an der Stelle angelegt, wo die härteste, dickste und widerstandsfähigste Bank vorhanden war.

Nördlich von dem beschriebenen Felskamme liegt dem Streichen desselben parallel die Niederung, auf welcher sich die Ansiedlung Czarnorzeki befindet, welche durch das Eintreten weicherer Schichten bedingt ist. Auf die mächtige felsenbildende Bank folgen noch einige weichere Sandsteinbänke, welche ebenfalls noch südlich einfallen, sodann schiefrige, mürbe Sandsteine mit rothen Thonzwischenlagen und endlich schwärzliche Schiefer mit dünnen Sandsteinlagen und schmalen Flötzchen von Thoneisenstein, welche nahezu senkrecht gestellt erscheinen. Sie bedingen offenbar schon eine Annäherung an die Facies der Bonarówkaschichten. Noch weiter nördlich fallen diese schwarzen thonigen Schiefer bereits steil nördlich ein, allmälig nimmt der Sandstein wieder überhand und das Einfallen geht allmälig in das südliche über. So entwickelt sich daraus allmälig wieder ein typischer Magurasandstein, welcher den ganzen Czarnorzeki-Kamm, den höchsten des ganzen Bergzuges (592 Meter), zusammensetzt.

Auch der Czarnorzeki-Kamm hat die Länge von ungefähr 3 Kilometern, ist aber dem südlicheren Kamm nicht ganz parallel, da sein Streichen etwas mehr nach NW gerichtet ist (OSO—WNW).

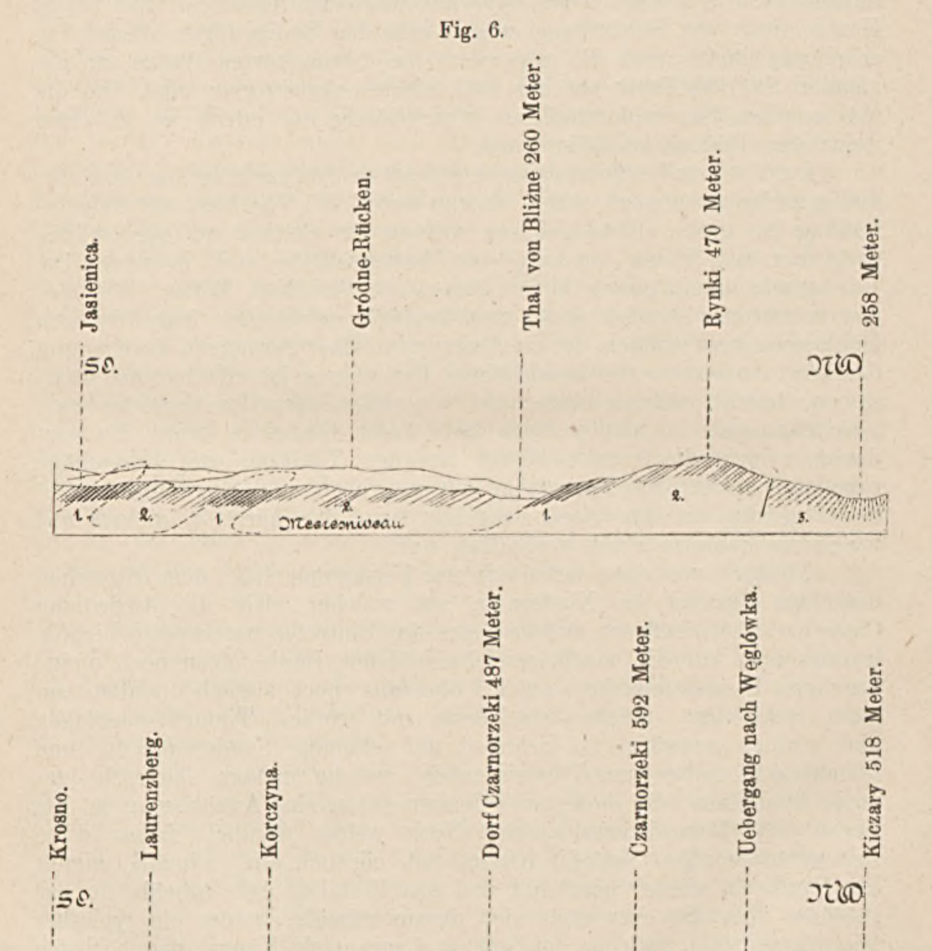
---

[1]) Aehnliche Löcher enstehen in manchen Sandsteinen durch Auswittern von Spongien u. dgl., woran aber hier nicht zu denken ist.

[2]) Jahrbuch d. geol. R.-A. 1882, XXXII, pag. 736.

In dem bisher beschriebenen Durchschnitte zerfällt also die mächtige Masse der Magurasandsteine in zwei durch eine dunkle schiefrige Einlagerung getrennte Partien, eine untere und eine obere, welche vielleicht den beiden Lagen von Magurasandstein entsprechen dürften, die Vacek (l. c.) in Mittel-Galizien unterschieden hat. Im eigentlichen Czarnorzeki-Kamm, nördlich vom Dorfe Czarnorzeki, konnte eine derartige Unterscheidung des Magurasandsteines in zwei Lager nicht gemacht werden. Das wiederholte Auftreten von Magurasandstein dürfte wohl auf eine abermalige Einfaltung hindeuten.

Fig. 6.



1. Menilitschiefer. 2a. Magurasandstein.
2. Bonarówkaschichten. 3. Eocän.

Massstab 1 : 50.000.

Der Czarnorzeki-Kamm senkt sich sehr steil gegen das nach Norden sich öffnende Quer-Thal von Krasna, woselbst feinkörnige, harte, zuweilen gebänderte Quarzsandsteine mit zeitweiliger Einlagerung dunkler Schiefer auftreten, die in ihrer Beschaffenheit vom gewöhnlichen Magurasandstein merklich abweichen (Bonarówka-Schichten). Ihr Einfallen ist ein südsüdwestliches. Da das Thal von Krasna ziemlich stark ausgeweitet und fast allenthalben mit Berglehm erfüllt ist, bietet es trotz seiner günstigen Richtung fast gar keine Aufschlüsse dar, so dass andere Durchschnitte zur Construirung des geologischen Bildes zu Hilfe genommen werden müssen.

Querschnitt von Blizne nach Golcowa. Um von Blizne nach Golcog zu gelangen, muss man einen schmalen, ziemlich steilen, regelmässig von SO nach NW verlaufenden Kamm übersteigen, dessen Höhe ungefähr zwischen 410 und 443 Meter schwankt und der die Bezeichnung Rynki führt. In Blizne befindet man sich auf hellgefärbtem, SW fallendem Menilitschiefer, auf welchen wieder rother Thon in ziemlicher Mächtigkeit folgt. Auf diesem aber ruht ein ebenfalls SW infallender feinkörniger, zuweilen gebänderter Quarzsandstein, der mit schwarzen thonigen Schieferlagen wechsellagert und auf den Schichtflächen zuweilen schwarze Hieroglyphen zeigt. Dieser Sandstein (Bonarówka-Schichten) setzt den ganzen Rynkizug zusammen und bedingt durch seine Härte die verhältnissmässige Höhe und Steilheit dieses Zuges; er ist bei der Capelle, auf der Höhe des Zuges, durch einen kleinen Steinbruch gut aufgeschlossen. Auf dem Nordabhange sucht man vergeblich nach Menilitschiefer; man gelangt direct in die bekannten Eocänsandsteine, die im Golcowaer Thale allenthalben aufgeschlossen sind. Da ich den Rynkizug an zwei Stellen verqueren konnte, ohne auf der Nordseite desselben zwischen Bonarówka-Schichten und Eocän Menilitschiefer auffinden zu können, obwohl sich sonst gerade dieses Gebirgsglied auch bei sehr schlechten Aufschlüssen leicht kenntlich macht, glaube ich mit Sicherheit das Nichtvorhandensein des Menilitschiefers annehmen zu können.

Domaradz-Jasienica. In Domaradz befindet man sich auf Eocänschichten, südlich davon gelangt man aber bald in das Streichen des oberwähnten Rynkizuges. Da wo sich die Strasse plötzlich gegen das Stobnicathal senkt, befindet man sich schon auf dem oben beschriebenen feinkörnigen Quarzsandstein, zu welchem sich am rechten Ufer der Stobnica ein schwarzer Schieferthon mit eingelagerten mürben Sandsteinbänken mit schwarzen Hieroglyphen als örtliche Facies hinzugesellt. Noch weiter südlich gelangt man in das Streichen des Menilitschieferzuges von Blizne, welcher jedoch den Stobnicabach nicht mehr überschreitet. Dafür bemerkt man knapp vor der Strassentheilung (eine Strasse führt nach Blizne, im Streichen des Menilitschiefers, die andere nach Jasienica) einen grobkörnigen bis conglomeratartigen Sandstein in Bänken von $^1/_2$—1 Meter Dicke vom Typus des echten Magurasandsteins, mit schwärzlichen oder dunkelgrünen Schieferzwischenlagen. Der Sandstein enthält zuweilen schalige, limonitische Concretionen. Darauf folgt etwas weiter südlich rother Thon, dann ein wenig aufgeschlossenes, niederes Terrain, welches nach Allem, was man sieht, aus Bonarówka-Schichten bestehen dürfte, sodann südlich von Ogrody

abermals rother Thon und weisser Menilitschiefer. Dann erscheinen abermals schiefrige Sandsteine mit dunklen Thonlagen (Bonarówka-Schichten) und endlich knapp vor Jasienica nochmals von rothem Thon begleitete Menilitschiefer. Südlich von Jasienica fällt das Profil bereits in das vorjährige Aufnahmsterrain von Bergrath Paul. Wenn man von hier im Streichen nach WNW fortschreitet, so gelangt man nach Krasna, so dass man den früher beschriebenen Durchschnitt Krosno-Krasna hier anschliessen kann. Ohne Zweifel schliessen sich in Jasienica an den Menilitschiefer südlich abermals Sandsteine von vielleicht schon typischem Magurasandstein-Charakter an, welche denen von Czarnorzeki entsprechen.

Das geologische Alter der Sandsteinmassen, welche den Laurenzberg und das Czarnorzeki-Gebirge zwischen Czarnorzeki und Domaradz zusammensetzen, kann wohl kein anderes, als das oberoligocäne sein. Die Schichtfolge von Krosno gegen den östlichen Theil des Laurenzberges, sowie von Korczyna gegen Czarnorzeki ist eine verkehrte, indem die oligocänen Menilitschiefer unter die eocänen Sandsteine einschiessen. Dem entsprechend müssen die den Menilitschiefer unterteufenden rothen Thone und die darauf folgenden massigen Sandsteine als oberoligocäne Magurasandsteine aufgefasst werden. Nördlich von Blizne erscheinen aber über den Menilitschiefern, beziehungsweise den rothen Thonen feinkörnige, gebänderte, prismatisch zerfallende, 1 Decimeter bis höchstens $^1/_2$ Meter dicke Quarzsandsteine mit dunklen schiefrigen Zwischenlagen oder schwarze Thone mit mürben Hieroglyphensandsteinen, den sogenannten Bonarówka-Schichten, die daher wohl nur als örtliche Facies der Magurasandsteine angesehen werden können. Dieselben Schichten setzen das Gebiet zwischen den drei Menilitschieferaufbrüchen von Jasienica und Blizne zusammen, wo aber noch zuweilen eine typische Magurasandsteinbank sich einschalten kann. In dem rothen Thone, der häufig auch Sandsteineinlagerungen zeigt, manchmal aber nur 5—8 Meter Mächtigkeit besitzt, haben wir offenbar eine mit verhältnissmässig grosser Regelmässigkeit auftretende Zwischenbildung zwischen dem Menilitschiefer und dem Magurasandstein, beziehungsweise den Bonarówka-Schichten zu erblicken. Er konnte fast bei allen in dem in Rede stehenden Gebiete auftretenden Menilitschieferzügen beobachtet werden, und wo er fehlt, mag dies vielleicht nur die Folge von Beobachtungslücken sein.

Dr. Szajnocha[1]), der allerdings nur die Gegend zwischen Krosno und Czarnorzeki zu begehen hatte, deutete die Sandsteine dieses Zuges für Sandsteine der „mittleren Gruppe“ und schaltete zwischen die Menilitschiefer und diese Sandsteine eine schmale Eocänzone ein, die sich wohl nur auf die rothen Thone und deren Sandsteinlagen beziehen kann. Rothe Thone kennt man allerdings auch im Eocän, allein es wäre doch sehr sonderbar, wenn diese Formation zu beiden Flanken des Menilitschiefers so abweichend entwickelt sein sollte und sich damit eine so grosse Differenz in Bezug auf die Mächtigkeit auf so kurze Strecken hin verbinden sollte. Namentlich die Verhältnisse des vermöge seiner geringen Grösse leichter übersehbaren Laurenzberges von

[1]) Verhandl. der geol. R.-A. 1881, pag. 344.

Krosno lassen eine andere Deutung als die hier versuchte gewiss nicht zu.

Verfolgt man nun den Menilitschieferzug südlich von Czarnorzeki weiter nach Westen, so sieht man denselben um die malerische Ruine Odrzykón herumschwenken und nördlich vom Dorfe Odrzykón hindurch ziehen. Hier ist es ein klingender, mit hellen Beschlägen versehener Schiefer, welcher knapp an der Grenze gegen den Magurasandstein eine Sandsteinbank mit Conchylientrümmern enthält und nicht gegen SW, sondern gegen NO unter den Magurasandstein einschiesst. Die beiden Stellen, an welchen dieses entgegengesetzte Einfallen eines und desselben Menilitschieferzuges beobachtet wurde, sind ungefähr $3^1/_2$ Kilometer von einander entfernt [1]. Es darf hier wohl daran erinnert werden, dass auch die westliche Partie des Laurenzberges bei Krosno nördliches Einfallen besass, während sich die östliche entgegengesetzt verhielt. Auf den Menilitschiefer folgt auch hier massiger Magurasandstein, der mit dem Menilitschiefer weiter nach Nordwesten zieht. Der nächste Beobachtungspunkt in diesem Zuge ist dann wieder das Dorf Łączki, Frysztak SO.

Daselbst greift das Gebirge mit einem auffallenden Vorsprung gegen das Wislokalluvium vor und ist am Wislok sowohl, wie auch an dem Bache, welcher den eben genannten Vorsprung vom Hauptgebirge trennt und bei Łączki in den Wislok mündet, gut aufgeschlossen. Am Wislokufer bricht Menilitschiefer mit nordnordöstlichem Fallen, und darauf liegt ein grauer oder grünlicher plattiger, zuweilen dickbankiger, feinkörniger Sandstein, nicht unähnlich dem früher als Kugelsandstein beschriebenen Gebirgsgliede, nur fehlt die Kugelbildung.

Vom Magurasandstein unterscheidet er sich durch die Farbe, das reichlichere Bindemittel, die grauen mergeligschiefrigen Zwischenlagen, und überhaupt die Gesammentwicklung, die ihn als Eocänsandstein charakterisirt. Er ist sowohl am Wislokufer nördlich vom Menilitschiefer, als auch im Łączkier Bache aufgeschlossen und setzt offenbar den Ptacznikberg (370 Meter) zusammen. Setzt man den Weg von Łączki nach NO weiter fort, so trifft man im Anstiege auf dem ersten Kamm des Hauptzuges abermals Menilitschiefer und rothen Thon an, doch ist das Lagerungsverhältniss des letzteren zum ersteren nicht deutlich erkennbar, und die Höhe des Kammes setzt typischer feinkörniger oder conglomeratartiger dickbankiger weisser Magurasandstein zusammen, welcher mit dem Menilitschiefer nach SW einschliesst und durch einen Steinbruch erschlossen ist. Es scheint mir kaum zweifelhaft zu sein, dass sich dieser Magurasandsteinzug östlich mit dem des Wyrwak und der Królowska góra verbindet.

Wenn die hier vorgenommene Deutung des grünlichen plattigen Sandsteins als Eocän richtig ist, dann hätten wir hier einen eigenthümlichen, in den Karpathen meines Wissens noch nicht beobachteten oder wenigstens niemals besonders betonten Fall einer Ueberstürzung nach Süden vor uns, während man immer geneigt ist, die Aufeinanderfolge

[1] Der Bruch zwischen beiden Partien des Menilitschiefers dürfte westlich von der Ruine Odrzykón durchgehen. Leider war es mir nicht möglich, auch dahin eine Excursion zu unternehmen.

der Schichten bei nördlichem Einfallen als die natürliche zu betrachten; der Ptacznik wäre dann von dem nördlich folgenden Kamme durch eine Verwerfung getrennt. Leider gestattete es meine knapp zugemessene Zeit nicht, den Menilitschieferzug des Ptacznik weiter östlich in der Richtung gegen Odrzykón zu verfolgen. Würde sich der Sandstein des Ptacznikberges als Magurasandstein qualificiren, so würde man den nordöstlich fallenden Menilitschiefer desselben mit dem das gleiche Einfallen zeigenden Odrzykóner Menilitschiefer verbinden können, so dass dann der Menilitschiefer von Łączki einen Zug für sich bilden würde. Dadurch würde sich das tektonische Bild dieser Gegend bedeutend vereinfachen. Leider sind aber die Verhältnisse in Wirklichkeit viel complicirter, und es wird noch viel detaillirterer Studien bedürfen, um alle sich entgegenstellenden Einzelfragen zu lösen oder mindestens zu klären.

Der Menilitschiefer und Magurasandsteinzug von Łączki erstreckt sich nicht weit über das Dorf Lęki hinaus, er keilt sich aus, wenigstens ist er weder unter den Flussalluvium des Wislok, noch auf dem linken Ufer desselben, noch auch am Fusse der Bergkette zwischen Lęki und Frysztak nachweisbar.

Die nördliche Partie des ganzen Czarnorzekigebirges im weiteren Sinne wurde von mir an mehreren Stellen mehr minder vollständig verquert. Der nördlichste daselbst unterscheidbare Zug ist der bereits beschriebene Rynkikamm, der sich über Domaradz nach Westen mit WNW Streichen fortsetzt, das Krasnathal verquert, den Styrmberg (424 Meter) bildet, sodann durch das Bonarówkathal quer verläuft, die Lipczanka und die Godowska góra (484 Meter) zusammensetzt und sich bei Brzezanka im Wysokathal auskeilt. Der Stobnicabach, weiter thalabwärts Brzezankabach geheissen, läuft dieser Kette ungefähr parallel. Von dem nördlich vorliegenden Eocängebiet unterscheidet sich das oligocäne Gebirge nicht so sehr durch die bedeutende Meereshöhe, als die Steilheit der Gehänge und ihr plötzliches Ansteigen. Dieser Zug ist westlich von Domaradz durch einen grossen Steinbruch, der schon von Weitem durch seine schwärzliche Färbung auffällt, südlich von der Strasse Domaradz-Lutza deutlich aufgeschlossen. Er besteht hier wie bei Blizne im Rynkikamme aus Bonarówkaschichten, nur sind hier die dunklen Thone gegenüber den feinkörnigen kieseligen Bändersandsteinen etwas stärker entwickelt. Menilitschiefer ist nicht nachweisbar, doch würde dies für sich allein noch nicht das Fehlen desselben beweisen, da die Grenze gegen den krummschaligen Eocänsandstein und den bläulichen oder grauen Mergelschiefer, der im Stobnicathale ansteht, durch Berglehm stark verdeckt ist.

Mit aller nur wünschenswerthen Schärfe ist diese Grenze im Bonarówkathale im Bachrisse aufgeschlossen. Am Eingange des Thales bemerkt man bläuliche schiefrigmergelige Thone, dann dieselben Thone mit schwarzen Schiefern, welche weisse Beschläge zeigen, und mehreren schmalen Lagen eines weisslichgrauen, feingebänderten, schwach kieseligen Gesteines. Dieses wenig mächtige Schichtsystem zeigt sich vielfach gewunden und durch einander gefaltet und geknickt. Manchmal erscheinen darin noch einige harte Sandsteinlinsen. Auf diesen Schichten ruhen mit südwestlichem Fallen schwarze, brüchige, schiefrige Thone ohne Beschläge mit dünnen, schwarze Hieroglyphen tragenden Sandstein-

bänken, die bereits den Bonarówkaschichten angehören. Von echtem Menilitschiefer ist hier nichts wahrzunehmen; man könnte vielleicht geneigt sein, die wenigen, kaum decimeterdicken weissen gebänderten kieseligen Lagen dafür zu nehmen, doch ist dies angesichts der sonst so typischen Entwicklung des Menilitschiefers kaum statthaft.

Das Bonarówkathal verläuft anfangs als Querthal, und lässt die Zusammensetzung der danach benannten Bonarówkaschichten in zahlreichen Aufschlüssen gut erkennen. In seinem Oberlauf nimmt es die Richtung eines Längsthales an. Schwarze Thone mit einzelnen Sandsteinbänken, plattige Sandsteine mit dunklen Zwischenlagen, kieselige, gebänderte Sandsteine mit dunklem reichlichem Zwischenmittel wechseln und wiederholen sich hier in der mannigfaltigsten Weise. Das Einfallen ist vorherrschend SW, doch werden auch einzelne untergeordnete Mulden mit NO fallenden Schenkeln gebildet.

Derselbe Mangel des Menilitschiefers an der Grenze der Bonorówka-Schichten und des Eocäns ist auf dem Wege von Godowa oder Strzyżów zur Godowska góra, und ebenso im Wysokathale bei Brzezanka zu bemerken. Vielfache Aufschlüsse über die Zusammensetzung der ganzen aus dem Bonarówker Schichtsystem zusammengesetzten Kette bietet auch das Wysokathal dar, welches dieselbe schief durchschneidet. Vom Ausgange des Thales bis nach Brzezanka stehen südwestlich fallende eocäne Hieroglyphensandsteine von gewöhnlicher Beschaffenheit an. Ungefähr gegenüber vom Meierhofe Golców ka stehen bereits schwarze Thone an, die schon den Bonarówker Schichten entsprechen, dann folgen Sandsteine mit schwarzen Thonlagen, helle plattige Sandsteine mit ebensolchem Zwischenmittel und schwarzen Hieroglyphen, und die kieseligen, prismatisch zerfallenden, gebänderten Sandsteine von Domaradz und Blizne, welche Gesteine an allen Beobachtungsstellen SW fallen und offenbar auch den fast schnurförmig verlaufenden schmalen Kamm der Kiczary górne zusammensetzen. Dazwischen treten aber an mehreren Stellen rothe Thone auf; so zuerst gegenüber dem Michalówka genannten Abhang, etwa 2·6 Kilometer südlich vom Meierhofe Golcówka, dann beim zweiten Meierhofe, da, wo am linken Gelände des Thales aus den Höhen Stodolina und Grabkówka ein Bach heraustritt, ein drittes Mal endlich am Eingange des Dorfes Węglowka und auf dem Anstiege zum Wyrwak. Dieses letzte Vorkommen von Węglowka ist das bedeutendste und auffallendste. Es folgen darauf bereits die Magurasandsteine des Wyrwak und der Krolówska góra.

Westlich vom Wysokathal verschmälert sich die Oligocänkette immer mehr und mehr, so dass bei Frysztak nur mehr zwei Hauptzüge vorhanden sind, wovon der südliche aus der Höhe Bartne bei Lęki und der Kobylska góra bei Frysztak besteht und gewissermassen an Stelle der bei Lęki sich auskeilenden Magurasandsteinkette von Łączki Odrzykón, Czarnorzeki tritt, während der nördliche den eigentlichen Hauptkamm des Gebirges bildet und aus den Höhen Pohorylec, Stodolina, Grabkówka, Kamieniec, Rzyki, Czarnówka, Herby zusammengesetzt ist. Das Streichen dieser Hauptkette ist von SO nach NW gerichtet und biegt erst in der Nähe des Wislokdurchbruches von Herby an nach WNW um. Das Einfallen der Schichten ist vorwiegend SW, doch nicht ausschliesslich; so fallen die schwarzen

Schiefer und mürben Sandsteine, die der Wislok an der Frysztaker Fähre blossgelegt hat, beständig nach NW ein.

Es wird sich empfehlen, einen kurzen Rückblick auf die bisher gegebenen Einzeldaten zu werfen und die daraus ableitbaren allgemeineren Vorstellungen zu besprechen. Das ganze Gebirge ist als eine grosse, in sich vielfach gefaltete, nach Nordosten überschobene Mulde zu betrachten, die aus Menilitschiefer, Magurasandstein und Bonarówkaschichten besteht. Am Südrande des Zuges tritt ein wahrscheinlich continuirliches Band von Menilitschiefer auf, begleitet von zwei mächtigen Magurasandsteinzügen, die nach Westen in einen einzigen verfliessen.

Zwischen Magurasandstein und Menilitschiefer schaltet sich ziemlich regelmässig rother Thon ein. In der Gegend zwischen Domaradz und Jasienica erscheinen noch drei, ebenfalls von rothen Thonen begleitete Menilitschieferaufbrüche, auf welche jedoch nicht Magurasandsteine, sondern die oben beschriebenen Bonarówkaschichten folgen. Diese letzteren sind daher wohl als Facies des Magurasandsteins zu betrachten, wofür auch die locale Verknüpfung der beiderseitigen Gesteinstypen spricht. So darf man wohl in den schiefrigen Thonen und Eisensteinflötzen von Czarnorzeki eine Andeutung der Bonarówkafacies erblicken, während anderentheils wieder in echten Bonarówkaschichten massige Bänke vorkommen, die vom Magurasandstein nicht zu unterscheiden sind, wie z. B. an der Strasse von Domaradz nach Jasienica. Die petrographische Verbindung beider Facies ist namentlich in der Gegend zwischen Domaradz und Czarnorzeki eine innige; viel schärfer ist der Gegensatz weiter westlich, z. B. bei Łączki, wo die Kammhöhe aus echtem Magurasandstein besteht, während im Thale von Rzepnik schwarze Thone anstehen. Der Complex der Bonarówkaschichten ist ziemlich vielgestaltig; immer sind es schwarze Thone ohne Beschläge oder mit röthlichen Eisenoxydhydratbeschlägen, denen häufig dünne Thoneisensteinbänke und stets dünne Sandsteinlagen eingeschaltet sind. Nach der Beschaffenheit und Menge der letzteren nehmen die Bonarówkaschichten eine verschiedenartige Beschaffenheit an; am häufigsten treten die öfter beschriebenen feinkörnigen, gebänderten, prismatisch zerfallenden Quarzsandsteine, seltener graue mürbe, plattige, krummschalige, dünne Sandsteine auf. Wo die Thone vorherrschen, erscheinen fast stets Thoneisensteinflötze, wo hauptsächlich die Sandsteine entwickelt sind, fehlen dieselben. Obwohl die Bonarówkaschichten in ihren extrem ausgebildeten Endgliedern, schwarzen Schieferthon einerseits, kieseligen Sandstein andererseits, ziemlich stark differiren, bestehen doch so zahlreiche Uebergänge dazwischen, dass mir eine engere Gliederung vorläufig nicht ausführbar schien. Versteinerungen konnten in den Bonarówkaschichten nicht aufgefunden werden, der Altersbeweis gründet sich ausschliesslich auf die Lagerungsverhältnisse. Die Aufstellung eines neuen Namens für das beschriedene Schichtsystem war nicht zu umgehen, es musste für diese eigenthümliche, aus den Karpathen noch nicht bestimmt beschriebene und ausgeschiedene Facies eine besondere Bezeichnung gewählt werden, da man doch ein mächtiges Schichtsystem, welches zuweilen fast ausschliesslich aus schwarzen, schiefrigen Thonen besteht, nicht Magurasandstein nennen kann. Man versteht unter der letzteren Bezeichnung

ganz speciell die massigen Sandsteine im Hangenden des Menilitschiefers, und es liegt kein Grund vor, diesen Begriff zu erweitern und zu verwischen.

Die Thatsache, dass die Oligocänschichten zwischen Domaradz und Jasienica mehrfach eingefaltet sind, beweist, dass dies auch weiter westlich, wo die Menilitschiefer innerhalb der Kette nicht mehr aufbrechen, der Fall ist. Es erklärt sich dadurch die enorme Breite des ganzen Zuges und das oftmalige Wiederkehren derselben Gesteinstypen. Da wir den rothen Thon als Begleitgestein des Menilitschiefers kennen gelernt haben, liegt es nahe, anzunehmen, dass auch die Vorkommnisse von rothem Thon westlich von den drei schon öfter berührten Menilitschieferzügen auf das Aufbrechen älterer Gesteine hindeuten, wobei nur die Aufschlüsse nicht bis auf den Menilitschiefer hinabreichen. In der That fällt es auf, dass gerade die durch diese Menilitschieferaufbrüche ausgezeichnete Gegend die am tiefsten denudirte, niedrigste des ganzen Gebirgszuges ist. Detaillirteren Untersuchungen wird es vielleicht möglich sein zu erweisen, ob diese Vermuthung haltbar ist oder ob die rothen Thone von Węglówka etc. nur als locale Ausbildung der Bonarówkaschichten anzusehen sind. Während an der Südgrenze der grossen Oligocänmulde der Menilitschiefer allenthalben vorgefunden wurde, konnte er an der Nordgrenze desselben zwischen Bonarówkaschichten und Eocän nicht nachgewiesen werden, es muss also daselbst ein der Erstreckung der Kette paralleler grosser Längsbruch angenommen werden.

Wir wollen nun zu dem westlicheren Theil des ganzen Helm-Czarnorzeki-Gebirgszuges, welcher zwischen den Durchbrüchen des Wislok bei Frysztak und der Wisloka bei Brzostek gelegen ist, näher eingehen. Dieser Theil ist nicht nur durchschnittlich niedriger, sondern auch durchaus schmäler. Im Allgemeinen ist das Streichen dieses Theiles der Kette von OSO nach WNW gerichtet. Die grösste Breite besitzt dieser Zug zwischen Wola brzostecka und Gródna dl., wir wollen daher, von Brzostek ausgehend, zuerst diesen Durchschnitt besprechen. Das genannte Städtchen ist auf feinkörnigem, ziemlich dickplattigem, hellgrünlichem Sandstein mit wenig schiefrigen Zwischenlagen aufgebaut, welcher Sandstein zuweilen dem sogenannten Kugelsandstein ähnlich wird und flach nach SW einfällt. Sein Fallen wird weiter östlich im Thale des Słony-Baches in Nawsie brzosteckie ein flach westliches, mit einer geringen Neigung nach NW, später wieder ein SW. Am östlichen Ende von Nawsie brzosteckie tritt eine eigenthümliche, schwer zu beschreibende Gesteinsverbindung auf, die am Bachufer anstehend angetroffen wird. Es sind dies vorwiegend blaue und weisse, auch röthliche Thone und bräunliche blättrige Schiefer, in welchen weissliche, gebänderte und grünliche Sandsteinlagen unregelmässig eingeschaltet sind. Diese Sandsteinlagen sind einigermassen ähnlich denen, die im Menilitschiefer auftreten. An vielen Stellen quellen aus diesem Schichtverbande rothbraune, eisenhältige Wässer hervor. Die Lagerung ist eine flache. In geringer Entfernung dieser eigenthümlichen Gebilde, zu Beginn des Dorfes Wola Brzostecka erscheinen bräunliche, schwärzliche und graublaue Schiefer, die chokoladebraun verwittern, im Wechsel mit Sandsteinen, die meist weiss und

grau oder schwarz gebändert sind, mit zahlreichen Melettaschuppen (auf dem Kärtchen als Schiefer mit Melettaschuppen). Ueber diesen vorwiegend schiefrigsandigen Schichten liegt eine mehr schiefrige Partie, ebenfalls Fischschuppen enthaltend. In innigem Verbande damit, dieses System im Streichen ersetzend, erscheinen bläuliche und röthliche Thone. Die Schichten dieses Gebildes liegen fast vollkommen horizontal. In Wola Brzostecka folgen sodann mächtig entwickelte schwarze Thone, wie sie den Bonarówkaschichten eigen sind. Dieselben erhalten dort eine so bedeutende Ausdehnung, dass sie in Verbindung mit dem mächtig aufgelagerten Berglehm ausgedehnte Rutschterrains bilden. Im Anstiege zur Höhe, welche das Thal von Wola Brzostecka von dem von Kamenica górna trennt, folgen auf die weichen Thone schwarze Schieferthone mit einzelnen dünnen Sandsteinlagen und zahlreichen dünnen Thoneisensteinflötzen. Die schiefrigen Thone zeigen rothe Beschläge und fallen in der Hauptsache nach SW, doch mit zahlreichen localen Schwankungen. In Kamenica górna ändert sich die Zusammensetzung der Schichten, zunächst erscheinen am rechten Thalgehänge, da wo die Strasse von Wola brzostecka über die Anhöhe im Thale von Kamenica górna eintrifft, rothe Thone, und weiter nördlich treten die feinkörnigen, gebänderten, prismatisch zerfallenden kieseligen Sandsteine in die Zusammensetzung der Bonarówkaschichten ein, welche ein abweichendes Streichen von WSW nach ONO zeigen, untergeordnete Falten bilden und bis an den Ausgang des Thales von Kamenica górna anhalten. In Baczalka tritt dann ein Sandstein mit bläulichen und grauen Schieferzwischenlagen auf, welche SO einfallen und wohl auch noch den Bonarówkaschichten angehören. Nördlich von hier bis nach Gródna d. ist das Terrain von Berglehm bedeckt und unaufgeschlossen.

Aehnliche Verhältnisse lässt ein Durchschnitt von Brzostek nördlich nach Okrągla und Siedliska im Smarzowathal erkennen. In dem Bache, der von Okrągla nach Brzostek fliesst, sind gute Aufschlüsse vorhanden, deren erster abermals jene eigenthümlich braunen sandigen Schiefer und Thone mit Sandsteinlinsen und Infiltrationen von Eisenoxydhydrat erkennen lässt, die wir in Nawsie brzosteckie kennen gelernt haben und die dort Melettaschuppen enthalten. Ihr Einfallen ist ein südliches. Darauf folgen schwärzliche und dunkelbläuliche und rothe schiefrige Thone in bedeutender Entfaltung, offenbar denen von Wola brzostecka entsprechend und eine Fortsetzung derselben bildend. An einigen Stellen sind Thoneisensteinflötze eingeschaltet, wovon eines südsüdwestliches Einfallen zeigt und auf der Oberfläche durch allerhand Hieroglyphen ausgezeichnet ist (sogenannte Zöpfe, Spirophycos u. dgl.). Verlässt man das Obraglathal, um die Höhe Wysoka góra, welche nunmehr den Hauptkamm des in seiner Breite schon sehr reducirten Oligocänzuges bildet, so mangeln anfangs der Berglehmbedeckung halber Aufschlüsse, man erkennt aber die Einlagerung mehrerer harter Sandsteinbänke. Südlich von der Höhe erscheint abermals rother Thon und in dem Bachrisse, welcher gegen Siedliska herabgeht, fast senkrecht stehende, ostwestlich streichende schwarze Schieferthone, denen nur ganz vereinzelt dünne Sandsteinbänke mit schwarzen Hieroglyphen eingelagert sind. Weiter nach Süden nimmt die Menge der Sandsteine immer mehr zu, wenn sie auch gegen den thonigen Schiefer

entschieden zurücktreten; das Fallen bleibt immer ein steil südliches mit einer kleinen Neigung gegen Ost. Weiters beobachtet man grüne Conglomeratsandsteine, grünliche gebänderte Sandsteine, grobbankige, etwa $^1/_2$ Meter dicke Lagen von grauem, wie zerhackt aussehendem Sandstein und schwarze, breiige Schieferthone mit Sandsteinlinsen und Thoneisensteinputzen. Am Ausgange des Thälchens treten endlich südlich fallende Sandsteinbänke in Wechsellagerung mit schwarzem Schiefer auf. Der Sandstein ist bald hell, bald dunkelgrau gefärbt, enthält zuweilen Kohlentrümmerchen und ist so stark kieselig, dass er stellenweise wie Hornstein aussieht. Einzelne Lagen sehen wie zerhackt aus und ähneln ungemein den Sandsteinbänken im Menilitschiefer von Gródna dólna. Das Siedliskathal weiter nördlich ist bereits im eocänen, südlich fallenden Sandstein gewöhnlicher Beschaffenheit eingegraben.

Interessante Aufschlüsse sieht man, wenn man von Zawadka, Brzostek NW, im Bache gegen den Kamm ansteigt. Man erkennt da eocäne Sandsteine von gewöhnlicher Beschaffenheit zuerst mit OSO, dann mit NO Einfallen, bis man plötzlich auf schwarze Schieferthone gelangt mit OSO, dann mit SSO und NW Einfallen. Jene eigenthümliche Zwischenbildung zwischen Eocän und Bonarówkathon, welche wir vor Okrągla und in Nawsie brzosteckie angetroffen haben, fehlt hier vollkommen, und an der Formationsgrenze zeigen die Schichten vielfache Störungen, die sich durch den fortwährenden Wechsel der mannigfaltigsten Streich- und Fallrichtungen aussprechen, von denen nur die wichtigsten hervorgehoben wurden.

Auf dem Wege von Gogolów nach Huta Gogolówska verquert man ebenfalls den Südrand des Oligocänzuges und kann daselbst folgende Beobachtungen anstellen: In Gogolów befindet man sich auf SSW fallenden Eocänschichten, welche aber nach Norden zu bald steil nach NNO, und dann wieder steil SSW einfallen. Dann folgt ein schmales Band von bräunlichen Schiefern, die den Menilitschiefern einigermassen ähnlich sind und nach mancherlei Bedenken so ausgeschieden wurden [1]). Darauf erscheint abermals steil einschiessendes, OW streichendes Eocän, bis auf dem ersten, 394 Meter hohen Bergrücken röthliche und bläuliche Schieferthone mit gebänderten Sandsteinen erscheinen, welche steil nördlich fallen. Es scheinen diese Schichten identisch mit denjenigen von Nawsie brzosteckie und Okrągla zu sein, die sich dort zwischen Bonarówkathone und Eocän einstellen. Auch hier folgen nun schwarze, schiefrige Thone, Sandsteine und verschiedenartige Typen derBonarówkaschichten. Auch hier werden diese Schichten gegen die Mitte und den Nordrand des Gebirgszuges zu reicher an Sandstein.

Die nördliche Grenze des Zuges gegen das Eocängebiet konnte, ausser bei Siedliska und Gródna-Baczalka, noch an zwei Stellen in Berdech bei Brzeziny und in Czieszyna im Stepinathal bei Frysztak begangen werden. Der Wislokdurchbruch bei Frysztak selbst schafft nur wenig Aufschlüsse. Bei Czieszina treten an der Grenze rothe Thone und SSW einfallende plattige, grünliche, ziemlich mürbe Sandsteine auf, wie sie in den Bonarówkaschichten nur selten vorkommen. Sie werden

[1]) In das beigegebene Kärtchen wurden sie ihrer geringen Ausdehnung wegen nicht eingetragen.

dort steinbruchmässig gewonnen. In Berdech erkennt man in mehreren Schluchten zwischen Gródna und Berdech eocäne Schichten mit SW Fällen. Ohne Dazwischentritt von Menilitschiefer erscheinen sodann sowohl im nördlichen Theile von Berdech, als auch am Fusse der Brzezina direct die schwarzen Schieferthone mit rothen Beschlägen und die Sandsteine der Bonarówka-Schichten mit SW oder SSW Einfallen.

Bei dem eben besprochenen westlichen Theil des grossen Oligocänzuges, den man nach den höchsten Bergen desselben, dem Helm (532 Meter) und der Brzezina (492 Meter), die Helm-Brzezinakette nennen könnte, fällt zunächst auf, dass hier Magurasandsteine und echte Menilitschiefer vollkommen fehlen und ausschliesslich Bonarówka-Schichten entwickelt sind. Die letzteren haben wieder einen mehr thonigen Charakter als weiter östlich. Im Zuge selbst nimmt die Sandsteinmenge nach Westen hin beständig ab. Ferner sind die nördlicheren Ketten des Zuges sandsteinreicher als die südlichen. Nur zwischen Huta Gogolówska und Gogolów, bei Okrągla und Nawsie brzosteckie, konnte zwischen Eocän- und Bonarówkaschichten eine eigenthümliche schiefrigthonige Zwischenbildung, zu Nawsie brzosteckie mit zahlreichen Melettaschuppen, aufgefunden werden, welche nach ihrer stratigraphischen Stellung als ein Aequivalent der Menilitschiefer betrachtet werden könnte. Auch eine entfernte petrographische Aehnlichkeit ist vorhanden. Der Umstand jedoch, dass echte Menilitschiefer in geringer Entfernung vom Oligocänzuge in Gródna, Siedliska und Gorzejowa vorkommen, dass sich der südliche Menilitschieferzug von Odrzykón bei Lęki auskeilt und bei Frysztak nicht mehr vorhanden ist, und endlich der Horizont des Menilitschiefers trotz seiner Vielgestaltigkeit immer etwas Typisches und leicht Kenntliches beibehält, machen eine derartige locale Vertretung trotz des Vorkommens von Melettaschuppen nicht sehr wahrscheinlich. Auf der für die geologische Reichsanstalt hergestellten Karte wurde diese Zone nach langem Zögern zu den Bonarówkaschichten einbezogen und nicht als Menilitschiefer eingetragen. Die Frage nach der Stellung dieser Bildungen, beziehungsweise die Frage, ob die Ober-Oligocänschichten des Helm-Brzezinazuges nicht nur im Norden, sondern auch im Süden direct an Eocänbildungen stossen, oder ob die Schichtfolge wenigstens im Süden des Zuges eine continuirliche ist, muss vorläufig noch als offene betrachtet werden.

Bei Frysztak besteht der Zug aus 3 schmalen Kämmen, welche eine Breite von nur 2·6 Kilometern besitzen und von OSO nach WNW streichen. Vom Stępinathal an, etwa 5 Kilometer westlich vom Wislok, verbreitert sich die Zone allmälig, indem sich 4, wenn auch nicht sehr deutliche Ketten anlegen, um etwa 10·8 Kilometer westlich vom Wislok die grösste Breite mit 5·7 Kilometer zu erreichen. Dann verschmälert sich die Kette sehr rasch, so dass sie zwischen Brzostek und Siedliska nur mehr 3 Kilometer breit ist. Der nördlichste dieser vier Kämme wird durch den schmalen gestreckten Helm, welcher 532 Meter Meereshöhe erreicht und dem steilen Aufsteigen aus dem niedrigen, flach welligen eocänen Hügelland seinen Namen verdankt[1]), sowie einen

[1]) Das Wort Helm erscheint in der polnischen Sprache als Fremdwort in der Schreibweise Chełm mit derselben Bedeutung, wie im Deutschen. Es ist dies ein in den Karpathen ziemlich häufig wiederkehrender Bergname.

langen Kamm gebildet, der durch Erosion zum Theil in einzelne Hügel aufgelöst ist und bis in den nördlichsten Theil von Berdech hinzieht. Seine Länge beträgt fast 7 Kilometer, sein Streichen geht von SO nach NW. Der zweite Zug besteht aus der Rybia góra (524 Meter), der Brzezina und Kamienica und zeigt ein Streichen, welches schon mehr nach WNW gerichtet ist. Die beiden südlichen Züge, beginnend mit der Kamienna góra und dem Rücken von Huta gogolowska, sind in Folge ihrer thonigen Zusammensetzung so vielfach von Thälern tief durchfurcht, dass sie sich orographisch nur sehr undeutlich als besondere Züge markiren.

Der Helmkamm streicht in NW Richtung gerade gegen den Kreideaufbruch von Gródna, in die Nähe desselben gelangt (3·8 Kilometer Entfernuug) biegt er plötzlich nach Westen um. Durch das Thal von Baczalka erscheint er in zwei Kämme getheilt, von welchen der nördlichere fast rein ostwestlich streicht, während der südlichere noch etwas gegen WSW gerichtet ist. Wie sich aus den freilich nur ziemlich spärlich abgelesenen Streichungsrichtungen ergibt, scheint dieses eigenthümliche Kammstreichen auch mehr·weniger mit dem Schichtstreichen zusammenzufallen. Der Rybia góra-Brzezinakamm, welcher nun den Hauptkamm des ganzen Oligocän-Gebirges bildet, erhält gegen Westen zu ein immer mehr ostwestlich gerichtetes Streichen, welches namentlich im Smarzówberg und weiter westlich deutlich zum Ausdruck gelangt. Die beiden südlichen Züge, die vorwiegend thonig zusammengesetzt sind, streichen über Wola brzostecka und Okrągla nach WNW, werden immer schmäler, nehmen aber gerade an der Zusammensetzung des westlichsten Theiles einen nicht unbedeutenden Antheil.

Der Wislokadurchbruch nördlich von Brzostek erfolgt wenigstens am rechten Ostufer in eocänen Schichten, die dort sehr flach nach Osten und Süden gegen das Gebirge einschiessen und evident die Unterlage des Oligocäns bilden; wie schon erwähnt, ist aber an der Grenze von Eocän und Bonarówkaschichten kein Mentitschiefer vorhanden. Am Westufer des Wislok dagegen erscheinen nördlich von Jodlowa, zwischen dieser Ortschaft und Demborzyn, an der Grenze des aufzunehmenden Kartenblattes Brzostek-Stryzów, abermals schwarze und rothe Thone der Bonarówkaschichten, bei Demborzyn auch schwarze Schiefer mit mürben schiefrigen Hieroglyphensandsteinen, als Fortsetzung der Helm-Brzezinakette. Auch hier konnte an der Grenze gegen das Eocän kein Menilitschiefer beobachtet werden.

Fassen wir nun die wichtigsten Erkenntnisse, die hinsichtlich des Oligocänzuges gewonnen werden konnten, in knappen Worten nochmals zusammen, so ergibt sich, dass die von Paul von Sanok bis Brzozow und von da bis gegen Kombornia und Jasienica nachgewiesene, aus Menilitschiefer und Magurasandstein bestehende Oligocänmulde sich auf dem Terrain der Kartenblätter Tyczyn und Dynów, Jasło und Dukla durch mehrfache Einfaltung und Aufbrüche von Menilitschiefer zwischen Domaradz und Krosno bedeutend verbreitert, um sich nach NW hin, wo die Menilitschieferaufbrüche im Innern der Mulde fehlen, auf dem Gebiete des Kartenblattes Brzostek-Strzyżów abermals zu verschmälern.

Aber auch hier fordert die Breite des Zuges und die oftmalige Wiederkehr derselben Gesteinstypen eine mehrfache secundäre Einfaltung. Echte Magurasandsteine konnten nur in jenem Theile, wo der Zug die grösste Breite besitzt, nachgewiesen werden, so nördlich von Krosno, in Łącki, Odrzykón, Czarnorzeki; das gesammte übrige Territorium wird durch die sogenannten Bonarówkaschichten gebildet, welche gegen Westen zu eine immer mehr thonige Zusammensetzung erhalten. Echte Menilitschiefer begrenzen den Zug nur im Süden und auch da nur soweit die Verbreitung der Magurasandsteine reicht.

Bei Brzostek, Nawsie brzostecki und Huta Gogolówska werden sie vielleicht durch einen eigenthümlichen Thon und Schiefer mit Meletta-schuppen ersetzt. Am Nordrand des Oligocänzuges fehlen sie allenthalben, so dass man hier wohl das Vorhandensein einer grossen oder vielmehr mehrerer ungefähr gleichgerichteter Längsverwerfungen, wie sie in den Karpathen die Regel sind, angenommen werden muss.

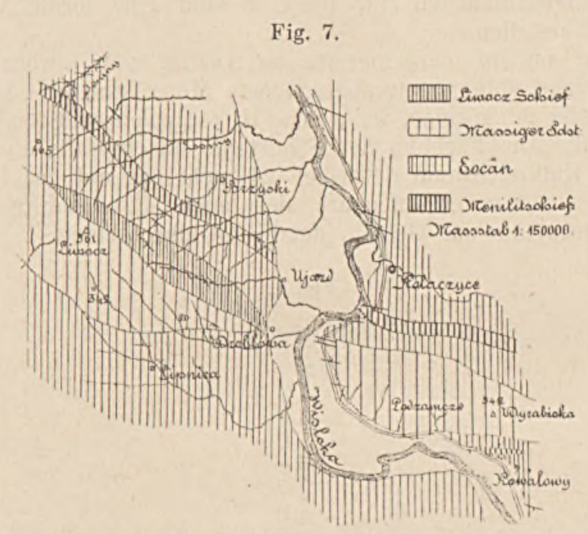
Die Czarnorzekikette bis zum Wislokdurchbruch bei Frysztak zeigt ein von SO nach NW gerichtetes Streichen. Die schmälere und niedrigere Helm-Brzezinakette vom Wislok- bis zum Wislokadurchbruch bei Brzostek besteht ausschliesslich aus Bonarówkaschichten und besitzt im Allgemeinen ein mehr WNW-Streichen, wobei noch zu beachten ist, dass dasselbe allmälig immer mehr nach Westen umbiegt. Nur der nördlichste Zug der ganzen Kette, der Helmzug, streicht von SO nach NW und zeigt in der Nähe der grossen Kreideinsel von Gródna jenes oben beschriebene plötzliche Umbiegen nach West, ja WSW. Es liegt nun sehr nahe, anzunehmen, dass man in dieser Kreideinsel das ablenkende Moment zu erblicken hat, welches den an dieselbe herangeschobenen Oligocänzug von der herrschenden Richtung abgewiesen hat. Das Fehlen der mittleren und oberen Kreide, sowie der Umstand, dass die Eocänbildungen auf die Kreideaufbrüche nicht übergreifen, wohl aber die oligocänen Menilitschiefer, beweist, dass sich die Kreideaufbrüche des Nordgürtels schon frühzeitig im Gegensatz zum südlichen Karpathengebiet als Festland verhalten haben und daher immerhin eine derartige Ablenkung bewirken konnten. Die Fortsetzung dieses Zuges weiter westlich wird durch die nächstjährigen Aufnahmen festgestellt werden.

Der Liwoczzug.

Etwa 8 Kilometer südlich von Brzostek und dem oligocänen Helm-Brzezinazuge erhebt sich ein schmaler, im Allgemeinen von SO nach NW streichender Bergzug, welcher nach seinem höchsten Berge, dem Liwocz (561 Meter), der Liwoczzug genannt werden kann. Er wird vom Wislokaflusse zwischen Krajowice und Kolaczyce durchbrochen und dadurch in eine niedrigere östliche und eine höhere westliche Hälfte zerlegt. Die erstere besteht aus den Höhen Babia góra (388 Meter), Wyrąbiska (342 Meter), Podzamcze, und zeigt ein fast ostwestliches, nur wenig nach NW gerichtetes Streichen. Die letztere wird durch den von SO nach NW streichenden Liwoczberg gebildet, dessen südöstliche Gehänge den Namen Przykra góra führen. Die Gesammtlänge dieses Zuges, soweit er in das aufgenom-

mene Kartengebiet fällt, beträgt etwa 13—14 Kilometer; doch erscheint weiter westlich im Anschluss an den Liwocz eine Reihe höherer, wieder ostwestlich streichender Berge, welche vielleicht nicht nur die orographische, sondern auch die geologische Fortsetzung des Liwocz darstellen dürften. Die nächstjährige Aufnahme wird sich damit zu beschäftigen haben.

Fig. 7.



Das Gebiet zwischen dem Oligocänzuge und dem Liwocz ist in geologischer Hinsicht ausserordentlich einförmig gestaltet, es besteht ausschliesslich aus eocänen Hieroglyphensandsteinen und Mergelschiefern, die im nördlichen Theil südwestliches und südsüdwestliches, im südlichen bis Kolaczyce nordöstliches Einfallen besitzen und offenbar aus mehrfachen Einfaltungen bestehen, ohne aber in den Mulden Menilitschiefer zu enthalten.

Namentlich ein 11·7 Kilometer langer, fast schnurgerader Isoclinal-Bergzug, dessen Höhe bis zu 459 Meter steigen kann, südlich von Januszkowice, Gogolów, Glinik, der im Volksmunde keinen besonderen Namen führt, fällt besonders in die Augen, da er ein auffallend regelmässiges Kammstreichen von OSO nach WNW besitzt, welches mit dem Schichtstreichen gut übereinstimmt (s. Fig. 5). Westlich von der Wisloka dagegen zeigt das Eocän Abweichungen vom gewöhnlichen Streichen; so liest man bei Przezyca westlich Brzostek ein Streichen von WSW nach ONO ab, ebenso in Blaszkowa, SSW von Brzostek.

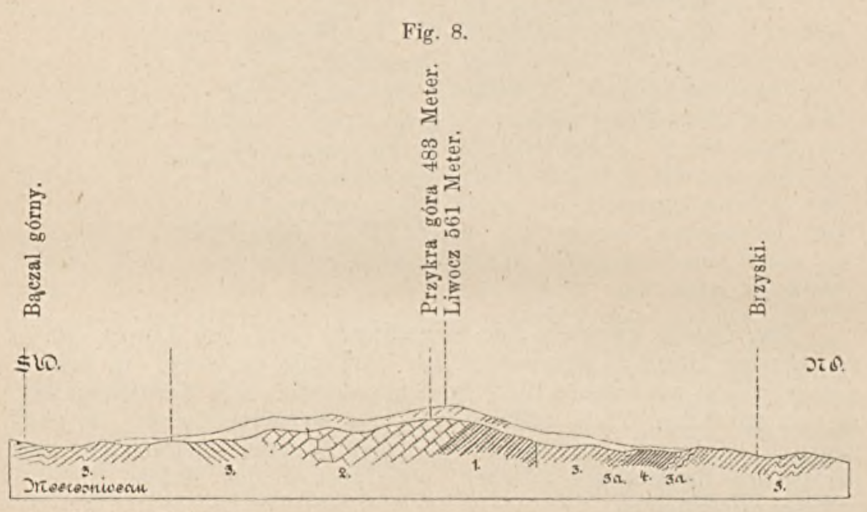
Ich konnte im Liwoczgebiete vier Touren unternehmen, welche im Folgenden beschrieben werden sollen.

Wenn man in Brzyski (bei Kołaczyce, am linken Ufer der Wisloka) jene zum Liwocz führende Schlucht betritt, die beim Meierhofe der genannten Ortschaft in den Brzyskier Bach mündet, so befindet man sich in SW fallenden Eocänschichten. Die hangenderen Partien derselben zeigen jene Entwicklung, die wir früher als die der Kugelsandsteine besprochen haben. Auf diese Kugelsandsteine folgt Menilit-

schiefer in ziemlich mächtiger Entwicklung, dessen mehrfach gewundene Schichten der Hauptsache nach ebenfalls SW einfallen. Nach einer kleinen Beobachtungslücke treten in ebenfalls nicht unbeträchtlicher Entwicklung rothe und bunte Thone und endlich schwärzliche, schüttige, in unregelmässig begrenzte Blätter zerfallende thonige Schiefer mit einzelnen Sandsteinbänken auf, die hier wohl eine locale Abänderung des Eocäns darstellen.

Hierauf betritt man, bereits im Anstieg zum Liwocz begriffen, schwärzlichgraue, dünnplattig abgesonderte Mergelschiefer, denen nicht selten schmale, feinkörnige, kalkreiche Hieroglyphensandsteinbänke eingelagert sind. Die Färbung der Sandsteine ist ebenfalls eine ziemlich dunkle, der Kalkreichthum desselben ist nicht nur auf das Bindemittel beschränkt, sondern er offenbart sich auch durch zahlreiche weisse Kalkspathadern, die das Gestein netzförmig durchsetzen.

Fig. 8.



1. Liwoczschiefer.
2. Massiger Sandstein der mittleren und oberen (?) Kreide (Jamnasandstein).
3. Eocän.
3 a) Eocän-Kugelsandstein.
4. Menilitschiefer.

Massstab 1 : 50.000.

Ich habe diese Schiefer eingangs unter dem Namen Liwoczschiefer näher beschrieben und auseinander gesetzt, dass sie nach ihren Versteinerungen als karpathische Cephalopodenfacies des Neocom (im weiteren Sinne) aufzufassen sind. Gerade an dieser Stelle sind sie von den ebenfalls schwärzlich gefärbten Eocänschiefern, wenn man keine Ammoniten findet, nicht ganz leicht zu unterscheiden, nur das Auftreten der Kalksandsteine macht auch ohne Cephalopodenfunde die Gegenwart einer anderen, als der eocänen Formation wahrscheinlich. Das Streichen der Liwoczschiefer, die man in den dicht auf einander folgenden Bachaufschlüssen fortwährend verfolgen kann, ist ein ziemlich beständig von SO nach NW. gerichtetes, mit einem kleinen Ueberwiegen der nördlichen Richtung, das Einfallen ist ein südwestliches. Nach oben zu

scheinen die Sandsteine an Menge etwas zuzunehmen, bis dann die Spitze und der Liwoczkamm selbst die massigen und grobbankigen mittelcretacischen Sandsteine erscheinen lassen.

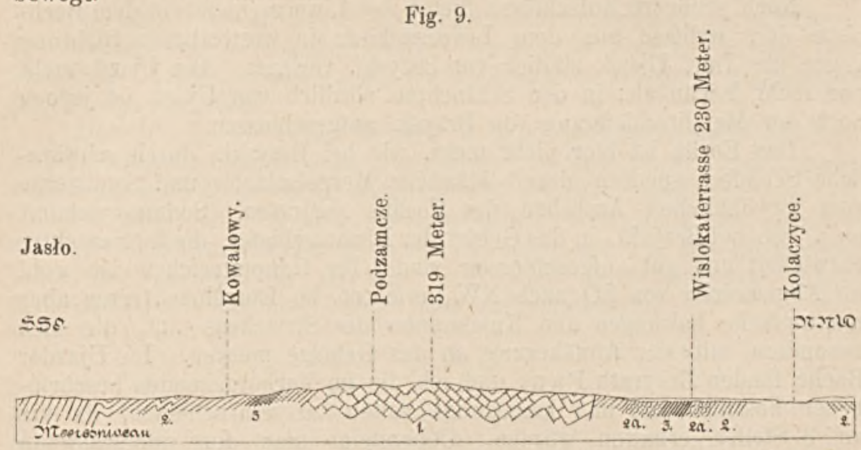
Noch schönere Aufschlüsse bietet der Liwoczschiefer in dem Bachrisse dar, welcher aus dem Liwoczgebiete in westöstlicher Richtung gegen das Dorf Ujazd, südlich von Brzyski, verläuft. Bei Ujazd steht nur mehr Eocän an; in den Schluchten nördlich von Ujazd ist jedoch noch der Menilitschieferzug von Brzyski aufgeschlossen.

Das Eocän ist hier nicht mehr, wie bei Brzyski, durch schwärzliche Schiefer, sondern durch bläuliche Mergelschiefer und Sandsteine vom gewöhnlichen Aussehen des Eocäns vertreten. Sodann gelangt man, wie bei Brzyski, in das Gebiet der Liwoczschiefer, die hier mächtig entwickelt und gut aufgeschlossen sind. Ihr Hauptstreichen ist wohl im Allgemeinen von SO nach NW gerichtet, im Einzelnen treten aber mannigfache Faltungen und Knickungen des Streichens auf, die sich besonders mit der Annäherung an das Gebirge mehren. Im Ujazder Bache fanden Bergrath Paul und ich die im Vorhergehenden beschriebenen Fossilien, die hier keineswegs selten zu sein scheinen, da sie an 3 Stellen erhalten wurden. Uebersteigt man den unbewaldeten Bergrücken südlich vom Ujazder Bach, auf welchem mehrere Häuser stehen, und auf welchen von Ujazd aus eine Strasse führt, so erreicht man massigen Sandstein, der in mehreren Wasserrissen und einem Steinbruche auf dem Gebiete des Dorfes Wróblówka gut erschlossen ist und deutlich nach SW einfällt.

Sehr instructiv gestaltet sich der Durchschnitt von Kolaczyce nach Jasło an der dem Wislokadurchbruche folgenden Kaiserstrasse. Nördlich von Kolaczyce fallen eocäne Mergelschiefer und Hieroglyphensandsteine flach nordöstlich ein, südlich von diesem Städtchen dagegen südwestlich. Kolaczyce selbst liegt auf einer Diluvialterrasse, die sich nach Norden und Süden längs der Wisloka ausbreitet und hauptsächlich aus ziemlich grobem Schotter besteht, der von einer dünnen Lehmlage bedeckt wird. Die Wisloka schneidet die Terrasse sammt dem darunter liegenden Grundgebirge an und gewährt hiedurch Einblick sowohl in die Zusammensetzung der auf dem horizontal abgewaschenen Grundgebirge abgelagerten Terrasse, als auch in das letztere selbst. Die Wisloka schliesst südlich von Kolaczyce Eocän auf, dann den auch bei Brzyski beobachteten Kugelsandstein mit ostwestlichem Streichen und südlichem Einfallen. Dann folgen mehrfach gewundene Menilitschiefer mit Hornsteinen, die im Allgemeinen nach SW einfallen und dann abermals Kugelsandsteine. Mit den letzteren verbinden sich einige dicke, grobkörnige, aber mürbe Sandsteinbänke von grünlicher Färbung, welche zu Grus zerfallen. Nach einer kleinen Beobachtungslücke treten, da wo die Strasse im rechten Winkel um den plötzlich vortretenden Bergriegel umbiegt, die mächtigen, meterdicken Sandsteinbänke der mittleren Kreide auf, die offenbar die östliche Fortsetzung der massigen Sandsteine des Liwoczzuges bilden. Röthliche oder bräunliche, sandige Schiefer, zuweilen mit Kohlenbröckchen, erscheinen als Zwischenlagen. Im ersten Aufschlusse bildet der massige Sandstein eine schöne Mulde, bald darauf passirt man einen Sattel und abermals eine Mulde, worauf dann einige leichtere, unbedeutendere Undulationen

folgen, die in der Gegend Podzamcze[1]) nicht mehr gut zu verfolgen sind, da man sich dann schon nahezu im Streichen der Schichten bewegt.

Fig. 9.



1. Massiger Sandstein der mittleren und oberen (?) Kreide. (Jamnasandstein.)
2. Eocän.
2 a. Eocän, sogen. Kugelsandstein.
3. Menilitschiefer.

Massstab 1 : 50.000.

In einem in Podzamcze betriebenen Steinbruche erscheinen in dicken Bänken feinkörnige und Conglomerat-Sandsteine, welche bald darauf schiefrigen Sandsteinen Platz machen, die das Aussehen der eocänen Sandsteine besitzen, aber leider etwas schlecht aufgeschlossen sind. Noch bevor man die Ortschaft Kowalowy erreicht, treten weisse, fast rein südlich fallende Menilitschiefer auf; dann erkennt man in einem kleinen Steinbruch ebenfalls südlich fallende schiefrige Sandsteine mit einzelnen massigen Bänken, und zuletzt auf der ganzen Strecke bis Jasło die gewöhnlichen eocänen Hieroglyphenschichten. Die schiefrigen Sandsteine zwischen Podzamcze und dem Menilitschiefer von Kowalowy wurden anfangs als Eocän betrachtet, und ebenso die grobbankigen Sandsteinbänke nördlich vom Menilitschieferzuge, eine Anschauung, die auch in dem beigegebenen Durchschnitte zum Ausdrucke gelangt ist, doch muss ich gleich hier bemerken, dass ich später Verhältnisse zu sehen Gelegenheit hatte, die mich in dieser Auffassung wieder schwanken machten. Leider war es mir nicht mehr möglich, diesen bemerkenswerthen Durchschnitt nochmals zu wiederholen.

Ich meine damit das isolirte Auftreten eines kleinen, ringsum begrenzten Fetzchens von weissem, typischem Menilitschiefer auf dem grobbankigen, mittelcretacischen Sandstein, welches ich in einer kleinen Seitenschlucht des Narozynkabaches bei Wróblowa beobachten konnte.

Von dazwischenliegenden Eocänschichten war gar nichts wahrzunehmen, man hat da eine kleine Partie echten Menilitschiefers vor

[1]) In Podzamcze soll sich in der Nähe der Strasse eine Schwefelquelle befinden, über welche ich an Ort und Stelle nichts Näheres in Erfahrung bringen konnte.

sich, die, soviel sich von der Lagerung erkennen liess, mit wenig geneigten Schichten discordant gegen die massigen Sandsteine einfällt. Eine ähnliche Beobachtung hatte ich später im ungarisch-galizischen Grenzzuge zu machen Gelegenheit. Dies legt aber auch die Vermuthung nahe, ob nicht auch die Menilitschieferpartie von Kowalowy in diesem Sinne aufzufassen ist und die schiefrigen Sandsteine von Podzamcze nur als locale Zwischenlagen der mittelcretacischen Sandsteine zu betrachten sind, welche dann erst mit den letzten massigen Sandsteinbänken südlich vom Menilitschiefer von Kowalowy abzuschliessen wären. Zur Lösung dieses Zweifels wäre eine neuerliche Begehung dieses Durchschnittes, der leider gerade in den den kritischen Partien etwas schlecht aufgeschlossen ist, unerlässlich.

Ich war eifrig bemüht, Aufschlüsse zu finden, welche die Grenzen der mittelcretacischen massigen Sandsteine gegen das Eocän südlich vom Liwoczkamme betreffen, und habe zu diesem Zwecke die Gräben aufgesucht, welche aus dem Liwocz bei Lipnica górna in die Dąbrowka münden. Leider ist dieses in tektonischer Hinsicht so wichtige Grenzgebiet stark bewaldet und sehr spärlich aufgeschlossen. Es gelingt zwar die ungefähre kartographische Abgrenzung des massigen Sandsteins vom Eocän, allein über die Lagerungsverhältnisse an der Gesteinsgrenze verschafft man sich keine Klarheit. Nur soviel muss hervorgehoben werden, dass etwa 400 Meter von der Gesteinsgrenze entfernt der eocäne Sandstein nach N und NO gegen den massigen Sandstein einfällt, was eher gegen, als für die Annahme einer Schichtencontinuität zwischen dem massigen Sandstein und dem Eocän spricht.

Zur Feststellung der nordwestlichen Ausdehnung der Liwoczschiefer unternahm ich eine Begehung des Blaszkower Bachrisses und des Losinybaches. Wenn man in dem Nebenbache des Blaszkowerbaches, welcher den Namen Joninybach führt, zum Liwocz ansteigt, befindet man sich in blauem, eocänem Mergelschiefer, der anfangs von WSW nach ONO streicht und nach OSO einfällt; in dem Masse, als man sich dem Berge nähert, wendet sich das Streichen allmälig, so dass es ein westöstliches, und zuletzt ein normales, von SO nach NW mit gebirgswärts gerichtetem Einfallen wird. Darauf folgt ziemlich spärlich aufgeschlossener Menilitschiefer und abermals Eocän. Von da ab hat man jedoch fast gar keine Aufschlüsse, und es lassen sich die Gesteinsgrenzen nicht mit Bestimmtheit festsetzen. Leider blieb mir nicht Zeit genug, die Ausdehnung des Liwoczer Schiefers nach NW genügend zu verfolgen; in den in den Brzyskierbach mündenden Schluchten ist er noch vorhanden, dagegen scheint er in den nördlichen Ursprungszweigen des Losinybaches bereits ausgekeilt zu sein, wenigstens konnte ich ihn hier nicht mehr nachweisen; freilich sind hier aber auch die Aufschlüsse äusserst mangelhaft.

Auch die östliche Ausdehnung der Kreideinsel konnte nicht mit genügender Genauigkeit verfolgt werden. Auf dem Wege von Sieklówka nach Warzyce bewegt man sich anfangs ausschliesslich im Eocän; auf der Höhe Pogorzały (381 Meter) treten grobkörnige, zu Grus zerfallende Sandsteine auf, sodann helle Menilitschiefer mit Hornstein mit steil südwestlichem Einfallen, und darauf folgen wieder Eocänschichten. Da die grobkörnigen Sandsteine vollkommen denjenigen gleichen, die süd-

lich von Kolaczyce die Menilitschiefer begleiten, ist es nicht unwahrscheinlich, dass die letzteren ein zusammenhängendes schmales Band von Kolaczyce an bis Pogorzały bilden.

In der Gegend von Kolaczyce und Podzamcze haben die mittleren Kreidesandsteine wohl ihre grösste Breite; ausser Podzamcze dürfte noch die Wyrąbiska und ein Theil der Babiagóra dieser Formation angehören. Die Liwoczschiefer scheinen nach dem Aufschlusse an der Wisloka südlich von Kolaczyce schon ausgekeilt zu sein und dem östlichen Theile des Liwoczgebirges ganz zu fehlen; es wäre aber nicht unmöglich, dass sie östlich von dem besprochenen Aufschlusse an der Wisloka abermals ansetzen und etwa in der Gegend nördlich von der Wyrąbiska nochmals auftauchen.

Das Liwoczgebirge ist demnach in seinen Grundzügen ziemlich einfach gebaut. Den Nordfuss desselben bildet Eocän mit einer regelmässig verlaufenden schmalen Mulde von Menilitschiefer. Die Kreidebildungen, aus massigem Sandstein und Liwoczschiefer bestehend, erscheinen nördlich, längs einer der Längserstreckung des Gebirges parallelen Linie abgebrochen, so dass das Eocän an die untere, beziehungsweise mittlere Kreide anstosst. Südlich schliessen sich an die massigen Sandsteine wiederum Eocänschichten an. Von besonderem Interesse ist die übergreifende Lagerung eines kleinen, ringsum isolirten Fetzens von Menilitschiefer auf massigem Sandstein bei Wróblowa. Bei näherer Untersuchung dürfte sich das hier gegebene Bild wohl noch einigermassen compliciren, nichtsdestoweniger glaubte ich eine kleine, der hier gewonnenen Anschauung entsprechende kartographische Skizze beigeben zu sollen, um wenigstens die bisherigen Erkenntnisse leichter anschaulich zu machen.

Das ungarisch-galizische Grenzgebirge vom Duklapass bis zum Beskid bei Radocyna.

Das ungarisch-galizische Grenzgebirge bildet keine so wohl abgeschlossene, geologisch und orographisch einheitliche Individualität als z. B. der Liwocz oder der Czarnorzeki-Helmzug, bei welchen Bergzügen die geologische mit der orographischen Begrenzung genau zusammenfällt. An der geologischen Zusammensetzung des hier zu besprechenden Gebirgsstückes betheiligen sich in hervorragender Weise namentlich Kreidebildungen, während nach den Aufnahmen von Paul und Vacek weiter östlich Oligocänschichten in der Zusammensetzung des Grenzzuges eine grosse Rolle spielen. Auf der anderen Seite verlassen auch die hier zu beschreibenden Kreidezüge den Grenzkamm und streichen schräg über denselben hinweg, einestheils nach Galizien in das Gebiet von Grybów-Gorlice, anderentheils in das Sároser Comitat in Oberungarn.

Der ungarisch-galizische Grenzkamm — wenn es erlaubt ist, denselben aus der gesammten breiten und sich weithin ziehenden Sandsteinzone gewissermassen als selbstständiges Gebirge herauszuheben — ist demnach in geologischer Beziehung nicht allenthalben gleich gebaut. Da das Streichen der Schichten mit dem Verlaufe des Grenzzuges nicht überall und nicht gänzlich übereinstimmt, so müssen der Reihe

nach geologisch verschiedene Zonen in die Zusammensetzung desselben eintreten. Gerade in der Gegend zwischen Dukla und dem Duklapasse keilt sich, wie wir sehen werden, die Oligocänzone, die nach Paul und Vacek in Mittel- (und Ost?) Galizien den Grenzkamm bildet,

Fig. 10.



allmälig aus, um von einem Kreidegebirge verdrängt zu werden, welches hier provisorisch als Sáros-Gorlicer Gebirge ausgeschieden werden wird. Eine nähere orographische Beschreibung zu geben, erscheint mir ziemlich überflüssig, da dieselbe ohnehin in der geologischen enthalten sein wird.

Von dem nördlich vorliegenden, niedrigen und einförmigen Eocängebiet hebt sich das Grenzgebirge sehr scharf ab; die Kaiserstrasse von Dukla über Zmigród, Bednarka nach Gorlice kennzeichnet ziemlich genau den Nordfuss desselben. Wie sich die südliche Grenze darstellt, bin ich ausser Stande anzugeben, da das Gebiet südlich von der galizisch-ungarischen Grenze nicht mehr zur Untersuchung kam. Ich habe wohl einen Durchschnitt bis an die östlichste Fortsetzung der Klippenlinie bei Demethe versucht, allein fortdauernder Regen vereitelte jegliche Beobachtung.

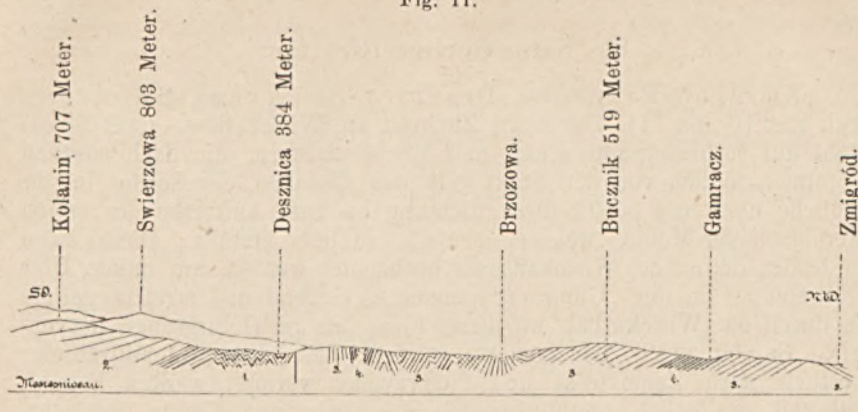
Das Hügelland zwischen der Linie Jasło-Krosno einerseits und dem Grenzgebirge andererseits ist vorwiegend, aber nicht ausschliesslich aus Eocänschichten gebildet. Paul und Tietze haben in ihren „neuen Studien“ pag. 281 das Vorhandensein zweier Menilitschieferzüge in der Gegend von Bóbrka (zwischen Krosno und Dukla) nachgewiesen, welche sich nach Paul's Aufnahme östlich und westlich zu einem Zuge vereinigen.

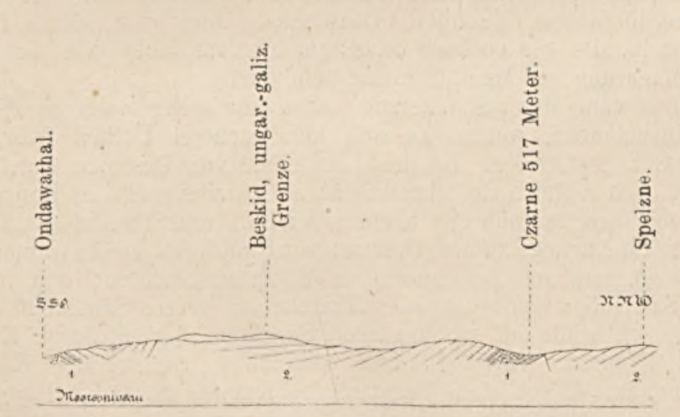
Die zwischen den beiden Menilitschiefer-Mulden aufbrechenden Eocänschichten, welche die altberühmten Petroleumquellen von Bóbrka speisen, deutete Dr. Szajnocha wohl irrthümlich als Ropiankaschichten.

Der Menilitschiefer von Bóbrka keilt sich nach Westen hin aus und erreicht nicht mehr den Wislok, welcher auf der Strecke von Zmigród bis Jasło ausschliesslich Eocänschichten durchschneidet. Die guten Aufschlüsse an den Flussufern — namentlich dem rechten, welches auffallend steiler aufsteigt und mehr angenagt wird, als das linke — zeigen allenthalben nur Eocänschichten, deren Streichen aber keineswegs immer das in den Karpathen sogenannte „normale“ von SO nach NW ist, sondern häufig ein ostwestliches, zuweilen sogar ein von WSW nach ONO gerichtetes, wie bei Zmigród und südlich von Jasło. Von Jasło bis Swierchowa, Zmigród N, ist das Einfallen vorwiegend südlich, mit einer entsprechenden Neigung nach W oder O, bei Zmigród vorwiegend nördlich. Es sind ausschliesslich die gewöhnlichen krummschaligen Sandsteine mit Schieferzwischenlagen, die hier auftreten. Erst bei Cieklin, Pagórek, Lipinki, an der Westgrenze des Aufnahmsgebietes, treten mächtige petrolführende rothe Thone, bläuliche Thone und Nummulitensandsteine auf, die nach Dunikowski's und Walter's (l. c.) Studien weiter westlich eine grössere Rolle zu spielen scheinen (vgl. oben). Ueber die dem Eocänsandstein der Jasłoer Umgebung eingelagerten Kalkschiefer mit Fischen wurde schon früher das Nothwendige mitgetheilt.

Nördlich von Dukla verläuft eine Reihe höherer bewaldeter Berge, die sich aus dem Eocänland einigermassen abhebt, in WNW Richtung, aus der Sucha góra (608 Meter), Winaska góra (528 Meter), Pachanowa und dem Franków (534 Meter) bestehend. Zwischen den erstgenannten Höhen liegt das berühmte Jodbad Iwonicz. Nach Paul wird der ganze Zug ausschliesslich aus grobplattigen Sandsteinen eocänen Alters gebildet, während Szajnocha daselbst Sandsteine der mittleren Gruppe einzeichnet.

Fig. 11.





1. Ropiankaschichten.
2. Grobbankiger Sandstein der mittleren und oberen Kreide („mittlere Gruppe“).
3. Eocän.
4. Menilitschiefer.

Massstab 1 : 75.000.

Das Sáros-Gorlicer Gebirge.

Zmigród-Brzozowa-Desznica-Swiątkowa-Swierzowa (vgl. Fig. 10 und 11). Die Stadt Zmigród am Wislokaflusse (302 Meter) steht auf eocänen Sandsteinen und Mergelschiefern, die flach nördlich einfallen. Südlich von der Stadt geht das Einfallen des Eocäns in das südliche über und behält diese Richtung bis zum Auftreten der ersten Menilitschiefer-Mulde, welche ebenfalls südlich einfällt. Diese kann zu beiden Seiten des Wislokaflusses beobachtet werden, am linken Ufer erscheint sie in der „Gamracz“ genannten Gegend und streicht gerade da durch das Wislokathal, wo dieser Fluss aus der Gebirgsenge hervortritt. Es soll gleich hier bemerkt werden, dass dieser Menilitschiefer westlich nach Zamoklęski und Pielgrzymka verfolgt werden konnte, während er östlich ununterbrochen bis Iwla und Dukla fortzieht. Darauf folgen abermals eocäne Sandsteine von typischer Beschaffenheit, welche mit grosser Regelmässigkeit nach SW einfallen und am linken Wislokaufer prächtig aufgeschlossen sind.

Wir wollen nun das Wislokathal verlassen und uns in das Seitenthälchen von Brzozowa begeben und von dort in dem ersten grossen Wasserriss zu der Brzozowa von Desznica scheidenden Höhe aufsteigen. In Brzozowa stehen die Eocänschichten senkrecht, und fallen auf der Nordseite des Thales nach Norden, auf der Südseite nach Süden, wodurch sich die in dem beigegebenen Profil dargestellte Lagerung ergibt. Auf dem Wege nach Desznica macht sich nun zunächst eine ziemlich auffallende Aenderung im Aussehen des Eocäns geltend, indem die Schichten eine vorwiegend schiefrigthonige Zusammensetzung gewinnen, bald nördlich, bald südlich einfallen und stellenweise reichlich geknickt und gefaltet erscheinen. Bevor man noch die Höhe erreicht, tritt schwarzer Menilitschiefer mit ebensolchem Hornstein, einigermassen dem Smilnoschiefer ähnlich, auf; anfangs mit südsüdwestlichem, dann mit nordnordöstlichem Einfallen. Dazwischen liegt eine kleine Partie von Sandstein, die wie eocäner Sandstein aussieht, aber wohl nur eine locale Einlagerung im Menilitschiefer sein dürfte.

Südlich vom Menilitschieferzug waren nur mehr einige Sandsteinbänke wahrnehmbar, welche an sich kein sicheres Urtheil über ihre Zugehörigkeit gestatteten. Ist man im Thale von Desznica angelangt, so machen sich sogleich die verschiedenen Gesteinstypen der Ropiankaschichten mit ihrer fortwährend wechselnden Fall- und Streichungsrichtung bemerkbar. Im Anstiege zu dem Desznica von Swiątkowa wielka trennenden Sattel bewegt man sich fortdauernd in Ropiankaschichten; erst in der Nähe der Sattelhöhe erscheinen so zahlreiche und grosse Sandsteinblöcke, dass man sich schon im grobbankigem Sandstein der mittleren Kreide zu befinden meint. Die genannte Sattelhöhe trennt den Kolanin (706 Meter) im W von dem Bergzug des Kamien im O, welche ganz bestimmt aus grobbankigem Sandstein und zwar mit vorwiegend südwestlich fallenden Schichten bestehen. Die erwähnten zahlreichen Sandsteinblöcke könnten immerhin von dem steil aufragenden Kolanin herrühren, und es könnte vielleicht die Sattelhöhe ausschliesslich aus Ropiankaschichten bestehen, so dass dann die massigen Sandsteine des

Kolanin und des Kamien mit einander nicht in directer Verbindung ständen, wohl aber die Ropiankaschichten von Desznica mit denen von Swiątkowa.

Sowie man die Sattelhöhe überschritten hat, erscheinen bald wieder die Spuren der Ropiankaschichten, die sich dann in der ganzen Thalniederung von Swiątkowa ausbreiten und hier ein ausgedehntes Territorium einnehmen. Die Ropiankaschichten von Desznica und Swiątkowa waren bereits Dr. Szajnocha bekannt (l. c.) Sie erstrecken sich von hier in nordwestlicher Richtung über Swierzowa nach Bartne und von dort über die Kartengrenze hinaus. In südöstlicher Richtung erscheint dieser Zug durch den massigen Sandstein der bis gegen Krempna hinziehenden Czerechlagruppe scharf begrenzt, so dass auf dem rechten Ufer der Wisloka nur noch ein schmaler, übrigens von terrassirtem Flussschotter bedeckter Streifen den Ropiankaschichten angehören dürfte. Der breite Aufbruch von Swiątkowa-Bartne spitzt sich nach Osten hin keineswegs allmälig ab, wie das bei so vielen Zügen von Ropiankaschichten angegeben wird, sondern erscheint ganz plötzlich in seiner ganzen Breite von massigen Sandsteinen überlagert und abgeschnitten. In Swiątkowa wielka hat der Ropiankaschichtenzug die grösste Breite mit circa 4·7 Kilometer. Gegen den Sattel zu, welcher die Wasserscheide zwischen dem Swiątkower und dem Bartner Thale bildet und die Bergrücken der Wątkowa Magura mit der Mareska verbindet, verschmälert sich der Zug bedeutend; auf der Sattelhöhe ist ihm eine kleine Kuppe aufgesetzt (651 Meter), welche wohl aus grobbankigem Sandstein bestehen dürfte. Der Swiątkower Bach folgt ungefähr dem Hauptstreichen der Ropiankaschichten, nur in Swierzowa ruska erscheint er in grobbankige Sandsteine tief eingeschnitten, welche mit schwärzlichem oder bläulichem schiefrigthonigem Zwischenmittel versehen sind. Diese Sandsteine scheinen den Uebergang von den Ropiankaschichten zu der Hauptmasse der grobbankigen Sandsteine zu vermitteln, gehören aber schon den letzteren an. Sie zeigen anfangs in der Richtung von Ost nach West ein flach SW, dann ein S, WSW und endlich ein NO Einfallen. Der oberste Theil des Dorfes Swierzowa und der Meierhof Maydan stehen wieder auf Ropiankaschichten, welche hier ein vorwiegend SW Einfallen besitzen. Die Entwicklung der Ropiankaschichten ist in Swiątkowa, Swierzowa und Bartne eine typische, es sind vielfache petrographische Erscheinungsformen derselben vertreten, blaue Thone, Kalksandsteine, sandige Schiefer, Eisensteinflötze, einzelne dunkle grobbankige und grüne Sandsteinbänke, Fucoidenschiefer und dgl. Dagegen fehlen wie allenthalben im Grenzgebirge die Conglomerate; auch echte Fucoidenmergel fand ich nicht vor. Zwischen Swiątkowa und Swierzowa kommt eine verhältnissmässig dünnschalige, mit scharfer Sculptur versehene Inoceramenspecies vor. Auch im Thale von Kotań, welches durch einen Sandsteinrücken von dem Swiątkower Thal getrennt ist und ebenfalls in das Wislokathal mündet, scheinen nach den Bachgeschieben Ropiankaschichten vorzukommen. Zur Vornahme eingehenderer Untersuchungen daselbst gebrach es mir leider an Zeit. Gegen Nordwesten verbreitet sich die Sandsteinmasse des Kolanin um das dreifache, den Zug der Wątkowa Magura bildend, welche mit 847 Meter die grösste Höhe des Aufnahmsgebietes darstellt.

Zmigród-Kąty-Myscowa. Sehr gute Aufschlüsse über die Zusammensetzung der nördlichsten Zone des Grenzgebirges bietet das Wislokathal von Zmigród bis Myscowa dar. Man kommt südlich Zmigród aus dem Eocän in den Menilitschiefer des Gamracz, welcher sich, wie schon erwähnt, in einem schmalen Zuge mit fortwährendem SW bis S Einfallen über Lagy nach Iwla und von hier in die Gegend südlich von Dukla forterstreckt. Südlich von dem erwähnten Menilitschieferzuge gelangt man in eine nochmalige Eocänentwicklung, die in Kąty an den Wislokaufern gut erschlossen ist. Am südlichen Ende der Ortschaft Kąty beschreibt die Wisloka ein Knie, biegt nach NO, um das Gebirge in einer engen Schlucht zu durchbrechen und dann abermals einen südlicheu Lauf anzunehmen. In der erwähnten Schlucht fallen Eocänschichten von gewöhnlicher Beschaffenheit nach SW, dann nach NO und dann wieder sehr steil nach SW ein. Sodann sieht man ein landschaftlich auffallend hervortretendes Gehänge, welches aus gewundenen Menilithornsteinen besteht. Damit vereinigen sich mehrere massige kieselige Sandsteinbänke, die sich wie der Hornstein nach SW neigen. Dieser Hornstein dürfte wohl die Fortsetzung des Menilitschieferzuges der Höhe zwischen Desznica und Brzozowa bilden. Gerade an der Stelle am südlichen Ende von Kąty, wo die Wisloka das Knie bildet, sollte der Hornsteinzug durchstreichen. Man sieht aber daselbst nur die kieseligen grobbankigen Sandsteine, die hier local den Menilitschiefer zu vertreten scheinen. Südlich von diesem Menilitschieferzug folgen ziemlich kalkreiche bläuliche Hieroglyphensandsteine, mit steil SW Einfallen, die manchen Sandsteinen der Ropiankaschichten ähnlich sind; da aber trotz der grossen Mächtigkeit und der guten Aufschlüsse die mannigfaltigen und vielfachen bezeichnenden Typen der echten Ropiankaschichten hier mangeln, glaube ich diesen Schichtencomplex doch als Eocän auffassen zu sollen. Wir haben es hier vielleicht mit jener Eocänfacies zu thun, die Paul und Tietze als „falsche Strzolka" bezeichneten. Weiter südlich, bei Myscowa, treten aber vorwiegend SW fallende Kalksandsteine und Thone in derartiger petrographischer Beschaffenheit auf, dass man wohl annehmen muss, dass man es hier mit Ropiankaschichten zu thun habe. In Myscowa selbst sind diese Schichten in den vielen Seitengräben, die hier münden, mehrfach aufgeschlossen, sie sind wohl mit denen von Desznica um die Kamiengruppe herum verbunden. Die letztere besteht, wie die Toczkowa aus vorwiegend SW und S einfallenden, hie und da secundär gefalteten grobbankigen mittelcretacischen Sandsteinen.

Folusz-Bartne-Wolowiec-Czarna-Radocyna-Polyanka. Einen guten Einblick in die Zusammensetzung des nördlichsten Sandsteinzuges gewährt eine Excursion längs des, bei Folusz aus dem Gebirge heraustretenden Klopotnicabaches, Zmigród WNW. An den Ufern dieses Baches stehen nördlich vom Dorfe Folusz eocäne Sandsteine und bläuliche Schiefer an. Knapp vor dem Dorfe tritt dann ein heller Menilitschiefer mit SW, dann mit NO Einfallen auf, welcher sich nach NW auf das Territorium der Gemeinde Wola cieklinska fortsetzt und dort eine eigenthümlich kalkige Beschaffenheit annimmt. Ob dieser Menilitschiefer mit dem südlich von Brzozowa angetroffenen einen zusammenhängenden Zug bildet, konnte ich leider nicht entscheiden, da eine zu diesem Zwecke

unternommene Excursion nach Mrukowa, Zamokleski S, in Folge der massenhaften Bedeckung des Anstehenden durch Gebirgsschutt und der demnach mangelnden Aufschlüsse zu keinem Ergebnisse führte. Sodann treten abermals blaue Thone mit einzelnen Sandsteinbänken auf, welche einige Aehnlichkeit mit denen der Ropiankaschichten besitzen. Da aber das Eocän in der Nähe des cretacischen Gebirges auch bei Samokleski und Brzozowa eine thonige Beschaffenheit annimmt, so dürfte man es hier wohl nicht mit Eocänschichten zu thun haben, eine Auffassung, die auch von Bergrath Paul getheilt wird.

Am Südende des Dorfes Folusz steigt das Gebirge plötzlich steil an und besteht aus grobbankigen Sandsteinbänken mit Hieroglyphen, mit reichlichen Zwischenlagen von schüttigem, schwarzem Schiefer, welche mit SW Einfallen auf den Eocänschichten aufruhen und bereits den grobbankigen cretacischen Sandstein repräsentiren. Bis zur Zweitheilung des Foluszbaches herrschen derartige Sandsteine mit vorwiegend SW Einfallen, dort aber erscheinen grobbankige Sandsteine mit bläulichen, selbst grünlichen Zwischenlagen, wie sie an der Grenze der Ropiankaschichten und der grobbankigen Sandsteine vorzukommen pflegen, man scheint also hier ein ziemlich tiefes Niveau vor sich zu haben, wenn auch der Anbruch nicht bis auf die eigentlichen Ropiankaschichten reicht. Am östlichen Foluszbache aufsteigend bemerkt man nun massige, aussergewöhnliche dicke Bänke von feinkörnigem und conglomeratartigem Sandstein, wie man sie im Bereich dieser Abtheilung unseres Gebietes nicht häufig vorfindet. Das Einfallen ist noch immer vorwiegend SW und SSW, bald aber treten mehrfache Wechsel in der Fallrichtung ein, die häufig nach NO und NNO umschlägt. Auch erscheinen mehrfach so reichliche graue, grünliche und schwärzliche Mergelschieferzwischenlagen, dass man anfangs an Einfaltungen von Eocänmulden denkt, bis man sich überzeugt, dass die Einlagerung derartiger schiefriger Zwischenmittel für den grobbankigen Sandstein charakteristisch und fast immer damit verbunden ist, während eine eigentlich massige Entwicklung, wie sie nahe der Vereinigung der Foluszbäche erwähnt wurde, nur selten vorkommt. Erst der Höhenkamm der Wątkowa Magura besteht wieder aus massigem Sandstein, welcher hier in mächtigen Felsen aus dem Boden aufragt und dieselben Verwitterungsformen zeigt, wie der bereits beschriebene Magurasandstein von Czarnorzeki. Die Bänke scheinen hier ziemlich flach zu liegen. Der südliche Abhang der Wątkowa zeigt leider fast gar keine Aufschlüsse; die Flachheit des Gehänges und der Mangel der Aufschlüsse rufen die Vermuthung hervor, dass man sich da, wenigstens anfangs, mehr oder weniger auf den Schichtflächen bewege. Gegen das Thal von Bartne zu erscheinen Ropiankaschichten, welche die ganze Breite des Thales erfüllen und am südlichen Gehänge desselben hoch hinauf anstehen. Wenn man den Weg verfolgt, welcher über den 631 Meter hohen Sattel nach Wolowiec führt, so bewegt man sich fast bis zur Sattelhöhe in den genannten Schichten, welche südlich davon im Wolowiecer Thale abermals zum Vorschein kommen. Vielleicht besteht der Sattel zwischen der Mareska (794 Meter) im Osten und dem weiter westlich gelegenen, nicht mehr in das Kartengebiet fallenden Sandsteinrücken gänzlich aus Ropiankaschichten, so dass dann die von Bartne mit denen von Wolowiec in directem Zusammenhang stünden.

Es liegt hier dieselbe Unsicherheit, wie beim Desznica-Swiątkowasattel vor. Die Ropiankaschichten von Wolowiec herrschen nur im oberen Theil des Dorfes. Kurz bevor der Dorfbach in den Zawojabach einmündet, erscheinen mit SW oder S Einfallen die grobbankigen Sandsteine. Man gelangt nun weiter südlich abermals in eine breite Zone von grobbankigem Sandstein mit Mergelschieferlagen, welcher vorwiegend SW Einfallen besitzt. Einen weiteren Aufbruch von Ropiankaschichten findet man erst wieder in dem von SO nach NW orientirten, in das Wislokathal ausmündenden Thal von Czarne an. (Vergl. Fig. 10 und 11.)

Im obersten Theile des Dorfes fallen die grobbankigen Sandsteine mit ihren schiefrigen Lagen nach SW, und ungefähr dasselbe Fallen zeigen auch die daran angrenzenden Ropianka-Schichten, welche fast bis zum Thalausgang anhalten. Dort aber stehen bereits grobbankige südwestlich einschiessende Sandsteine an. Verfolgt man nun den Wislokafluss bis zu seinem Ursprung, dem Beskidkamm (ungarisch-galizische Grenze), so kann man fast Schritt für Schritt die grobbankigen Sandsteine verfolgen, die hier fast ausnahmslos SW oder SSW Einschiessen besitzen. Selten sieht man Sandsteine, die man als massig bezeichnen könnte, die einzelnen Bänke haben sehr selten eine 1—1½ Meter übersteigende Dicke, häufig sind sie weniger dick, und die grünlichen, gelblichen oder schwärzlichen Mergelschieferlagen sind so reichlich entwickelt, dass man sich da und dort versucht fühlt, eine Scheidung vorzunehmen. In der That hat Dr. Szajnocha in dieser Gegend zwei Eocänmulden zu unterscheiden versucht, allein es hat sich diese Auffassung als unbegründet herausgestellt. Man überzeugt sich bei näherem Studium und durch genaues Verfolgen der einzelnen Aufschlüsse sehr bald, dass die Regellosigkeit der Mergelschiefer-Einlagerungen Trennungen nicht zulässt, man hat es hier ganz sicher mit einem einzigen, untrennbaren Schichtcomplex zu thun. Die weniger massige Entwicklung der Schichtgruppe in diesem Gebirgstheile bedingt augenscheinlich die verhältnissmässig geringe Höhe desselben; da wo die mittelcretacischen Sandsteine massiger und mächtiger sind, wie in der Wątkowa Magura, haben wir die grösste Höhenentwicklung zu verzeichnen. Auf dem Beskidkamme scheinen die Schichten fast flach, mit nur geringer Neigung nach Süden zu liegen, später fallen sie steil nach S und SW und schliesslich flach nach NO, bis sich gegen Varadka im Ondawathale steil NO fallende Ropianka-Schichten einstellen. Die Entwicklung dieser Schichten in Varadka ist zwar keine besonders mächtige, allein sie ist doch angedeutet. Vielleicht ist sie im oberen Theil des Thales, in Wyżni Polyanka und Ondavka, eine mächtigere, wie man aus den Bachgeschieben schliessen möchte. Dagegen sind sie südwestlich von Niznyi Polyanka, an der Strasse nach Bartfeld in Verbindung mit Paul's Beloweszaschichten viel mächtiger ausgebildet, fallen nach SW ein und werden bei Smilno von nördlich geneigten Smilnoschiefern discordant und wohl auch transgredirend überlagert [1]).

Schliesslich wäre noch der an der äussersten Westgrenze befindlichen cretacischen Bergkuppe Cieklinka bei Cieklin und Bednarka zu

---

[1]) v. Hauer im Jahrbuche 1859, X, pag. 421. Paul, Jahrbuch 1869, XIX, pag. 273.

gedenken, welche in eigenthümlicher Weise gegen das Eocängebiet vorspringt. Sie scheint in geologischer Beziehung ähnliche Verhältnisse aufzuweisen wie die Ausläufer des Sáros-Gorlicer Gebirges zwischen Bednarka, Gorlice und Grybów und wird daher besser im Zusammenhang mit dem letzteren Gebiete zu beschreiben sein.

Gliederung des untersuchten Theiles der Sáros-Gorlicer Gebirgszüge (s. Fig. 10). Schmale und beschränkte Aufbrüche von Ropianka-Schichten erscheinen in Zydowskie und Ciechanie in Grab treten mindestens die Grenzschichten zu Tage und in Ozenna dürften die Ropiankaschichten Bachgeschieben zufolge ebenfalls aufgeschlossen sein. Ein Blick auf das beigegebene Kärtchen zeigt, dass die Ropianka-Schichten von Desznica in einem schmalen Zuge in südlicher Richtung über Myscowa, Ropianka, Smereczne, Barwinek zum Duklapass verlaufen. Das ganze Gebiet westlich davon — das Sáros-Gorlicer Gebirge — besteht ausschliesslich aus den in den grösseren Längsthälern auftretenden Ropianka-Schichten und den die Bergzüge bildenden grobbankigen Sandsteinen. Die letzteren neigen sich vorwiegend nach SW, da und dort sind jedoch entschieden secundäre Faltungen vorhanden, wie aus der häufigen Umkehrung der Fallrichtung nach NO hervorgeht. Das letztere ist z. B. der Fall im Querthal der Wilszna von Czechanie bis Polany und in geringerem Masse an vielen anderen Stellen. An der österreichisch-ungarischen Grenze haben die Sandsteinrücken eine schmale, langgestreckte Form, ihr Verlauf entspricht dem Schichtstreichen, welches im Sároser Comitat und an der Grenze im Allgemeinen von SSO nach NNW gerichtet ist. In dem Masse, als die Bergkämme nach NW fortziehen, verlieren sie ihren ausgesprochenen Kammcharakter und lösen sich in einzelne Berge auf, die uns als minder wohl begrenzte Individualitäten entgegentreten. Gleichzeitig biegt das Streichen immer mehr nach NW um. Es lassen sich im Allgemeinen ungefähr 6 Züge unterscheiden. Der randlichste konnte von Oberkomarnik an verfolgt werden; dort bildet der Jami (569 Meter) Bily Bord (642 Meter), der Studeny wrch (693 Meter) die westliche Flanke des Duklapasses; dann bilden sich zwei deutliche Züge aus, die sich in der Jasienówgruppe (632 Meter) wieder vereinigen. Die weitere Fortsetzung bildet die Toczkowa (585 Meter), der Kamien (712 Meter), der Kolanin (707 Meter), welcher sich abermals zu zwei Hauptzügen erweitert, von welchen der südliche aus der Swierzowa (803 Meter) und der Wątkowa Magura (847 Meter), der nördliche aus niedrigerem Samoklęski-Foluszer Höhenzug besteht. Weiter westlich folgt eine breite Zone von Sandsteinzügen, welche in der südöstlichen Fortsetzung des Ropianka-Schichtenzuges von Swiątkowa-Bartne gelegen ist; bestehend aus der Skalne-Jaworyskakette (728 Meter), der Wielka-Góra (734 Meter), Pakoszowa (694 Meter), des Sucharina Vrch (693 Meter), Zydowska (714 Meter), welche sich in der Czerechlagruppe vereinigen und als schmalen Ausläufer den Uherec (706 Meter) und die Mareska (794 Meter) aussenden. Die dritte Zone liegt zwischen den Kreideaufbrüchen von Czechanie, Zydowskie und Wolowiec einestheils und denen von Oženna, Grab und Czarne anderntheils, bestehend aus dem Pilipinski Vrch (710 Meter), Nad Tysowem (713 Meter), Kalinikόw werch, dem Dęb und den nicht näher benannten Bergen zwischen dem

Zawoje und Czarnethal. Die letzte Kette endlich wird aus der Czeremcha (672 Meter), dem Dubi werch (664 Meter) und den Beskidkuppen gebildet.

Die Gegend zwischen Myscowa, Mszanna, Ropianka, Tylawa, Barwinek und dem Duklapass.[1])

Wie schon vorhin erwähnt wurde, findet der untercretacische Zug von Desznica-Myscowa seine südöstliche Fortsetzung in den Ropiankaschichten von Ropianka, Smereczne, Barwinek und Ober-Komarnik. Nordöstlich wird derselbe, wie wir sehen werden, vorwiegend von Menilitschiefern begleitet, während er selbst die Unterlage der grobbankigen Sandsteine des Bili bord, Studeny vrch, des Zuges von Wilsznia-Olchowiec, des Jasieniow und der Toczkowa bildet. Es sollen zunächst die daselbst gewonnenen Beobachtungen in localer Folge mitgetheilt werden.

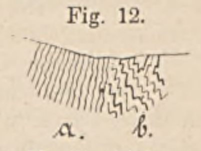
An der alten Reichsstrasse von Dukla über den Duklapass nach Oberungarn kann man von Tylawa an folgende Beobachtungen anstellen. Nördlich von Tylawa verläuft ungefähr von NNW nach SSO ein 545 bis 647 Meter hoher Sandsteinrücken, an dessen Fuss, kurz bevor die Strasse den Mszannkabach übersetzt, Menilitschiefer erscheint und zwar in einer dem oberungarischen Smilnoschiefer sehr ähnlichen Entwicklung. Die Ortschaft Tylawa steht auf Menilitschiefer, welcher da, wo der Szyrokibach von der Kaiserstrasse übersetzt wird, von Ropiankaschichten abgelöst wird.

Daselbst treten zwei steile Bergkuppen, Kiczera (534 Meter), und Kanasiuka (513 Meter) auf, welche sich als schmale, scharfgrätige Bergrücken in nordnordwestlicher Richtung, nördlich von Smereczne und Ropianka, bis zu den beiden Krzemionkabergen zwischen Ropianka und Myscowa erstrecken. Dieser ganze Zug besteht aus Menilitschiefern und Hornsteinen, die bald nordöstliches Einfallen zeigen, bald steil gestellt oder nach SW geneigt sind. Das Thal von Mszanna, welches von NW nach SO verläuft und eine Länge von circa 8 Kilometern besitzt, liegt ebenfalls ausschliesslich in Menilitschiefer und ebenso besteht das nördliche Gehänge dieses Thales aus diesem Schiefer. Während die Schichten am letzteren nach SW einfallen, liegen sie in der Mitte des Mszanner Thales fast vollkommen flach. Wir haben hier somit eine theils normale, theils etwas überschobene Mulde vor uns, und das Thal der Mszannka erscheint als typisches tektonisches Längsthal. Die petrographische Beschaffenheit des Menilitschiefers und Hornsteins innerhalb desselben ist aber nicht allenthalben dieselbe; so treten gerade in der Muldenmitte helle Mergelschiefer auf, die man für sich keineswegs als Menilitschiefer ansprechen würde, wenn nicht zeitweilig eine Hornstein- oder echte Menilitschieferbank eingeschaltet wäre. Es wäre eine recht dankbare Arbeit, die Zusammensetzung und nähere Beschaffenheit einer derartigen Mulde im Streichen zu verfolgen, doch erfordert dies Detailstudien, die eine Aufgabe für sich bilden und gewiss ein recht interessantes Resultat ergeben würden.

[1]) Bei den Excursionen in dieser Gegend genoss ich das Vergnügen, von einem ortskundigen Fachgenossen, Herrn Bergingenieur J. Noth, begleitet zu werden.

Ueber die Art und Weise der Anlagerung der Menilitschiefer an die Ropiankaschichten gibt die beifolgende Figur einen ungefähren Begriff. Die Menilitschiefer und Hornsteine (*a*) sind schwach gewellt, stehen fast senkrecht und zeigen weiter von der Contactstelle nordöstliches Einfallen. Die Ropiankaschichten (*b*) haben da eine ziemlich thonige Beschaffenheit und erscheinen wie gewöhnlich in der mannigfaltigsten Weise geknickt und gefaltet. Von hier erstrecken sie sich längs der Kiczera nach Zyndranowa, während sie auch im Szyroki potok allenthalben aufgeschlossen sind und von Barwinek über den Duklapass nach Oberkomarnik im Sároser Comitat fortstreichen.

Fig. 12.



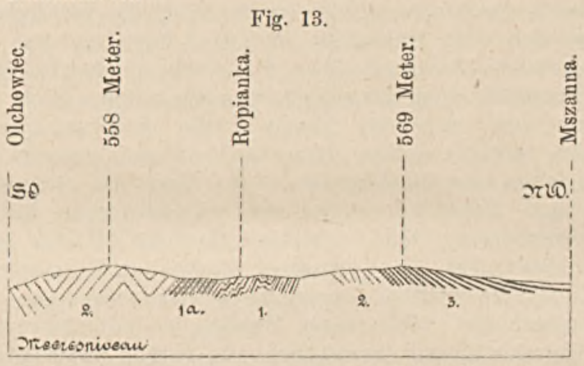
a) Menilitschiefer.
b) Ropiankaschichten.

Oberkomarnik liegt noch auf Ropiankaschichten, da aber, wo sich das Thal durch das Herantreten der Matirka und des Janu zu einer schmalen Schlucht verengt, liegen massige und grobbankige Sandsteine mit SW-Einfallen darüber und schliessen so den Ropiankazug ab. Der Zug von Barwinek, Duklapass, Oberkomarnik ist von dem von Zyndranowa durch einen aus grobbankigem Sandstein bestehenden Rücken getrennt, welcher den Duklapass im Osten begleitet und in ungefähr nordnordwestlicher Richtung über Barwinek hindurchzieht, um sich zwischen Barwinek und Szyrokipotok auszukeilen. Eine ringsum von Ropiankaschichten umgebene kleine Partie grobbankigen Sandsteins befindet sich noch zwischen Barwinek und dem Szyroki potok. Von Barwinek ziehen die Ropiankaschichten über die Gränzerówka nach Smereczne und Ropianka, wobei sie bei Smereczne bedeutend verschmälert erscheinen. Eine schmale, längliche Partie grobbankigen Sandsteins theilt den Zug zwischen Bludna und Smereczne in zwei schmale Züge, die sich in Smereczne wieder vereinigen. Südwestlich davon legen sich die grobbankigen Sandsteine mit südwestlichem Einfallen darüber, während nordöstlich die vorher beschriebene Menilitschiefermulde verläuft, deren Contact mit den Ropiankaschichten an mehreren Stellen genau verfolgt werden kann. Besonders deutlich sieht man die Berührungsstelle im Wydernikbache, welcher in Smereczne im Streichen der Ropiankaschichten verläuft und zwischen Smereczne und der Gränzerówka den Menilitschieferzug durchbricht, um in den Mszanner Bach zu münden. Der Contact gewährt hier dasselbe Bild wie bei Barwinek, nur haben hier die sehr steil aufgerichteten Menilitschiefer eine leichte Neigung nach SW.

Die Lagerungsverhältnisse von Ropianka, der altbekannten, durch ausgedehnten Petrolbergbau berühmten Localität, nach welcher die Ropiankaschichten den Namen führen, kann man am besten in den durch den Ropiankerbach hergestellten Aufschlüssen und an der Strasse von Mszanna nach Ropianka studiren. Wie bei Smereczne entspringt auch bei Ropianka ein kleiner Bach auf dem Gebiete der Ropiankaschichten und durchbricht den nördlich vorbeiziehenden hohen Menilitschieferzug, um bei Mszanna in den Mszanner Bach zu münden. Dem Bache entlang führt die Strasse; man sieht hier zunächst den nordöstlich geneigten dunklen Menilitschiefer der Mszannaer Mulde, der sich gegen Mszanna zu immer flacher legt. Darauf erscheinen plattige bis grobbankige graugrüne Sandsteine, welche ebenfalls anfangs ziem-

lich flach, dann steiler und endlich wieder ziemlich flach nach Norden einfallen. Dann folgen die Ropiankaschichten, deren petrographische Entwicklung aber gerade in Ropianka keine sehr vollständige ist. Die liegendere Partie wird aus plattigen und krummschaligen, petrolführenden Sandsteinen von grünlicher Färbung gebildet, während sich weiter nach oben reichliche Thone mit Kalksandsteinen einstellen, wie dies namentlich aus den zahlreichen Petrolschachtprofilen hervorgeht. Die hangendste Partie wird durch roth, grünlich und bläulich gestreifte Thone gebildet, welche im Ropianker Bache sehr gut aufgeschlossen sind (3*a*) und unter die grobbankigen und massigen Sandsteine einschiessen. Das Hauptfallen der Ropiankaschichten ist ein südwestliches. Die grobbankigen Sandsteine beginnen mit einigen dicken Bänken, denen noch röthliche, bläuliche und grünliche Thone zwischengelagert sind, bald aber macht sich die gewöhnliche Ausbildung geltend. Die Sandsteine, anfangs SW einfallend, bilden bald eine Mulde, dann einen Sattel und behalten das südwestliche Einfallen bis Olchowiec bei, wo sie wieder steil nordöstlich einschiessen.

Fig. 13.



1. Ropiankaschichten.
1*a*. Ropiankaschichten, bunter gestreifter Thon.
2. Grobbankiger Sandstein der mittleren und oberen (?) Kreide. („Mittlere Gruppe.")
3. Menilitschiefer.

Massstab 1 : 50.000.

Der Ropianker Bach entsteht durch den Zusammenfluss zweier Bäche, die zu beiden Seiten der nördlich und nordwestlich vom Dorfe sich erhebenden Höhe entspringen. Verfolgt man die Aufschlüsse dieser Ursprungsbäche, so bewegt man sich fortdauernd in Ropiankaschichten, auf der Höhe des Hügels aber liegen Menilitschiefer. Die Schächte, welche daselbst angelegt sind, durchfahren zuerst den Menilitschiefer, bevor sie in die petrolführenden Ropiankaschichten gelangen. Es breitet sich also eine kleine Decke von Menilitschiefer von der Mszannaer Mulde aus hier auf den Ropianker Schichten aus. Leider lassen die mangelhaften natürlichen Aufschlüsse keine näheren Details über die Lagerung erkennen. Dieselbe Erscheinung bietet sich, wenn auch in geringerem Grade, in der Nähe der Gränzerówka zwischen Smereczne und Barwinek dar, wo der Menilitschiefer der Höhe Kanasiuka ebenfalls in einem Halbkreis auf die Ropinkaschichten übergreift.

Der zwischen dem Menilitschiefer und den Ropiankaschichten eingeschaltete Sandstein an der Mszannaer Strasse bereitet dem Geologen

Schwierigkeiten. Er dürfte wohl am besten als der Vertreter des grobbankigen mittel- und obercretacischen (?) Sandsteines zu betrachten sein. Da jedoch zwischen ihm und den Ropiankaschichten eine kleine Beobachtungslücke gelegen ist und die Auflagerung nicht direct beobachtet werden konnte, ist diese Deutung nicht ganz sicher. Paul spricht ihn als eocän an.

Setzt man den Weg von Ropianka weiter nach NW fort, so sieht man, wie auch die Ropiankaschichten bis nach Myscowa weiter fortziehen, wo wir sie schon von Norden aus einmal erreicht haben. Die Ropiankaschichten von Myscowa gleichen denen von Ropianka nicht vollständig, indem hier vorwiegend Kalksandsteine entwickelt sind und die gebänderten Thone zu fehlen scheinen. Nichtsdestoweniger ist die petrographische Uebereinstimmung doch eine so grosse, dass man namentlich in Hinblick auf die thatsächliche Continuität kaum daran zweifeln kann, dass die Schichten von Myscowa wirklich Ropiankaschichten und nicht etwa die sogenannte „falsche Strzolka“ sind. Wenn man den Weg von Polany nach Mszanna verfolgt, so erkennt man im Thale Ropiankaschichten, die nördlich sich erhebende Höhe aber besteht aus Menilitschiefer und Hornstein, der überall schon an den Gehängen zu sehen ist. Es erscheint also dieser Menilitschiefer ebenso wie der von Ropianka als eine transgredirende Partie, welche aber hier mit der Mulde von Mszanna nicht mehr in directem Zusammenhange steht, wie in Ropianka. Ausserdem sind den Ropiankaschichten daselbst kleinere Schollen von grobbankigem Sandstein aufgelagert, von welchen nur die wichtigsten zwei eingezeichnet werden konnten, die auf dem Wege von Myscowa nach Hyrowa zu sehen sind.

Begeht man den Weg von Myscowa nach Hyrowa, so findet man im Thale fast stets die Ropiankaschichten vor, ebenso auch im Anstieg zur Höhe, bis schliesslich plattige Sandsteine auftreten, welche bereits als Eocän anzusehen sind. Der Menilitschiefer, welcher den Ropiankazug von Tylawa an begleitete, konnte hier nicht mehr nachgewiesen werden, er hat sich in dieser Gegend wohl bereits ausgekeilt. Der Menilitschieferzug, welcher zwischen Kąty und Myscowa durch das Wislokathal streicht, dürfte also mit der Mulde von Mszanna nicht in directem Zusammenhange stehen; ausser man wollte in irgend einem der Sandsteine der Höhe zwischen Myscowa und Hyrowa eine örtliche Vertretung des Mszanner Menilitschiefers sehen, wozu aber gar keine Anhaltspunkte vorliegen. Geht man aber von Hyrowa nach Mszanna, so sieht man in einer kleinen Schlucht in der Nähe der Strasse, knapp bevor man den Menilitschiefer betritt, einen bläulichen Thon mit Kalksandsteinen unter dem Menilitschiefer hervortreten, welchen ich von den Ropiankaschichten nicht zu unterscheiden weiss. Es ist also nicht unwahrscheinlich, dass sich die Ropiankaschichten unter der Menilitschieferbedeckung bis zu der aus grobbankigem Sandstein bestehenden Mszannka-Höhe erstrecken, von welcher später die Rede sein wird.

Südlich von Myscowa stehen Ropiankaschichten bis zu den letzten Häusern des Dorfes an, dann aber treten alsbald südwestlich einfallende grobbankige Sandsteine auf. Gerade da liegt eine kleine Schlucht, in welcher anfangs auch grobbankige Sandsteine mit demselben Einfallen

zu sehen sind. Dann aber kommen merkwürdigerweise dunkelbläuliche Hornsteine zum Vorschein, die von denen des Menilitschiefers kaum zu unterscheiden sind. Man könnte sie ohneweiters dafür nehmen, wenn nicht der Umstand, dass sie dem Sandstein vollkommen parallel eingelagert sind, Bedenken erregen würde. Auch eine vorausgesetzte Transgression von Menilitschiefer über massigem Sandstein wird doch derartige Lagerungsverhältnisse kaum erklären können. Wir dürften es hier wohl eher mit einer local in Hornstein umgewandelten Partie von grobbankigem Sandstein zu thun haben, wie denn auch in Schlesien gewisse Lagen des Godulasandsteins sogar ziemlich beständig als Hornstein auftreten (vgl. Hohenegger, geogn. Verh. d. Nordkarpathen in Schlesien etc., p. 30.)

Die geologischen Verhältnisse des Ropiankazuges sind demnach, wie man sieht, complicirt genug und erfordern zu ihrer Enträthselung ausserordentlich detaillirte Untersuchungen. Leider gestattete die mir zu Gebote stehende Zeit nicht, allenthalben mit der wünschenswerthen Genauigkeit vozugehen.

Zmigród-Dukla-Tylawa. Merkwürdige Verhältnisse lässt die Strecke von Zmigród über Dukla nach Tylawa, die leider nur ziemlich cursorisch begangen werden musste, erkennen. In Lysa, Zmigród SO, verzeichnete Dr. Szajnocha das Vorkommen von Ropiankaschichten, doch wohl irrthümlich, da die dort auftretenden krummschaligen, freilich ziemlich kalkreichen Hieroglyphensandsteine und Thone von anderen petrolführenden Eocänschichten, wie z. B. denjenigen von Zamokłęski kaum erheblich abweichen. Ueber denselben folgen plattige Sandsteine und darüber Menilitschiefer. Weiter östlich in Iwla erkennt man zuerst gewöhnliche Eocänsandsteine, über welche sich ein Complex von grobbankigen, SSW einfallenden Sandsteinen legt, welcher seinerseits wieder durch Menilitschiefer überlagert wird, der bei der Iwlaer Mühle gut aufgeschlossen ist. Da die Menilitschiefer von Iwla südlich von Dukla das Jasiolkathal durchstreichen und hier eine Einlagerung von Magurasandstein erhalten, ist es nicht unwahrscheinlich, dass auch die grobbankigen Sandsteine von Iwla diesem Niveau angehören. Es würde dann hier eine nach NNO überschobene Mulde vorliegen, deren Nordflügel abgebrochen erscheint, wie dies im Czarnorzekizuge der Fall ist. Es könnte aber der grobbankige Sandstein von Iwla auch eine besondere Facies des oberen Eocäns darstellen, so dass sich da eine Detailfrage ergibt, die übrigens durch eine eingehendere Untersuchung leicht gelöst werden könnte.

Der auffallende Bergzug südlich von Dukla, die Cergowa góra (718 Meter) und Hyczka góra (576 Meter), besteht aus Magurasandstein [1]), der südlich von einer breiten Menilitschieferzone begleitet wird.

Dieser erscheint bei Nowawies, da wo am linken Ufer der Jasiolka ein ziemlich grosser, von der Hutianka entspringender Graben mündet. Weiter südlich in Trzciana erscheinen am linken Ufer der Jasiolka Ropiankaschichten, welche man in den zahlreichen kleineren, von dem nach SSO streichenden Höhenrücken Mszannka herabkommenden Gräben beobachten kann. Sie reichen ziemlich weit gegen die Mszannka hin,

[1]) Bergrath Paul wird darüber Ausführlicheres mittheilen.

bis sie von grobbankigem Sandstein überlagert werden. Das Einfallen wechselt ziemlich häufig, scheint aber der Hauptsache nach doch gegen WSW gerichtet zu sein. Schon in dem von Sw. Jan herabkommenden Thälchen erkennt man Ropiankaschichten, ebenso weiter südlich in dem Graben, welcher beim zweiten Trzcianaer Strassenwirthshause mündet, so dass es den Anschein gewinnt, wie wenn diese Schichten bis gegen Tylawa die Unterlage der massigen und grobbankigen Sandsteine der Mszannka bilden würden. Weitere Beobachtungen konnte ich in diesem Gebiete leider nicht vornehmen, die mitgetheilten reichen aber nicht hin, um mit einiger Sicherheit die geologische Karte construiren zu können. Ich bedaure dies umso mehr, als gerade diese Gegend, wie auch die Umgegend von Jasliska geologisch viel interessanter und complicirter gebaut zu sein scheint als viele Theile des Grenzgebirges weiter im Westen. Nach den von Szajnocha und Paul beigebrachten Thatsachen zu schliessen, dürfte man es da ähnlich, wie bei dem Zuge der Mszannka mit dem Ausgehenden der (aus Ungarn herüberstreichenden) Kreidewellen zu thun haben, die von Oligocän- und vielleicht auch Eocänbildungen verdeckt werden.

Das Grenzgebirge südlich von Cieklin, Zmigród und Dukla zerfällt also in zwei geologisch wohl unterscheidbare Gebiete, deren Grenze ungefähr die Linie Barwinek, Smereczne, Ropianka, Myscowa, Desznica, Mrukowa bildet. Das Gebirge ostnordöstlich davon besteht vorwiegend aus Eocän- und Oligocänbildungen, Kreideablagerungen treten da in nur geringer Ausdehnung unter der Bedeckung der jüngeren Formationen hervor. Die Gebirgszüge südwestlich von dieser Linie sind dagegen fast ausschliesslich aus cretacischen Schichten zusammengesetzt, neben welchen in gewissen Theilen auch Menilitschiefer als Bedeckung erscheinen. Ich erlaubte mir die letzteren Gebirgszüge, in Ermanglung eines landesüblichen Namens, schon jetzt unter dem Namen der Sáros-Gorlicer Züge zusammenzufassen, um eine einigermassen passende kurze Bezeichnung hiefür zu gewinnen; obwohl meine Beobachtungen nicht so ausgedehnt waren, um die südöstliche und westliche Begrenzung derselben mit Genauigkeit angeben zu können. Man entgeht hiedurch den weiteren Umschreibungen, die jeweilig zur näheren Bezeichnung dieses Gebietes nothwendig werden. Die früher erwähnte Linie, welche beide Gebirgstheile trennt, besitzt in ihren einzelnen Theilen offenbar eine verschiedenartige tektonische Bedeutung. Zwischen Folusz und Zamokleski-Mrukowa liegen die massigen und grobbankigen Sandsteine der mittleren und oberen (?) Kreide auf Schichten, die man allen Grund hat für Eocän anzusehen. Der steil aufragende cretacische Bergzug südlich von den genannten Ortschaften hebt sich auch orographisch gut von der Eocän-Vor- und Unterlage ab. Weiter südöstlich, in Desznica stösst das Eocän direct an die untercretacischen Ropiankaschichten und dies ist fort bis Myscova der Fall. Die überschobene, nach NO umgelegte Falte von Folusz etc. geht also hier in einen Bruch über, welcher sich über Myscowa hinaus, vielleicht gegen die Mszannka fortsetzt. Auch von Myscowa weiter nach SO ziehen sich Ropiankaschichten als ein schmaler Gürtel fort, sie werden aber nach

NO fast allenthalben durch den Menilitschiefer, der schon öfter erwähnten Mulde von Mszanna begrenzt.

Diese Begrenzung ist wohl nicht einem Verwurf, sondern einer Transgression zuzuschreiben. An mehreren Stellen, wie zu Ropianka und Smereczne, bedecken einzelne Lappen von Menilitschiefer den Zug der Ropiankaschichten, welche noch mit der Hauptpartie des Menilitschiefers in Zusammenhang stehen; zwischen Ropianka und Myscowa lagern sogar isolirte Fetzen von Menilitschiefern auf Ropiankaschichten. An mehreren Stellen konnte der directe Contact zwischen Menilitschiefern und Ropiankaschichten beobachtet werden, nur bei Ropianka liegen zwischen den genannten Schichtengruppen grobbankige und plattige Sandsteine, welche man wohl als mittelcretacisch betrachten kann. Es treten ja auch an anderen Orten, wie bei Myscowa oder bei Smereczne und Barwinek, auf den Ropiankaschichten ähnliche, kleinere Partien grobbankiger Sandsteine auf, und endlich erscheinen dieselben auch im Mszannka-Zuge wieder. Endlich muss noch daran erinnert werden, dass am nördlichen Ende der Mszanner Menilitschiefer-Mulde bei Hyrowa, unter derselben ein Gestein zum Vorschein kommt, welches von den Ropiankaschichten kaum zu unterscheiden ist. Der Menilitschiefer von Mszanna-Tylawa ist also zwischen den cretacischen Zug der Mszannka und den von Ropianka in einer Breite von fast 3 Kilometern aufgelagert und bildet eine wahre Mulde, deren an die Mszannka angelehnter NO-Flügel nach SO, deren SO-Flügel hauptsächlich nach NW einfällt und deren Muldenkern aus nahezu horizontal liegenden Schichten gebildet ist. Südöstlich von Tylawa, gegen Zyndranowa, scheint sich diese Mulde zu verschmälern. Herr Dr. Szajnocha gibt (l. c.) auch in der Gegend von Jasliska und Zawadka rymanowska, östlich von der Strasse von Dukla nach Ungarn, Ropiankaschichten an, und zwar unter Umständen, welche es wahrscheinlich machen, dass auch dort die Kreidebildungen in ausgedehnter Weise von Oligocän- und Eocänschichten bedeckt werden. Bergrath Paul will freilich auf der von ihm gefertigten Karte dieses Gebietes nur das Vorhandensein der „mittleren Gruppe“ anerkennen und bezeichnet die schiefrigen kalkreichen Schichten daselbst als Eocän. Oestlich von hier besteht das Grenzgebirge nach Paul's Aufnahmen hauptsächlich oder fast ausschliesslich aus Oligocänbildungen, welche sich, wie Vacek's und Walter's Studien beweisen, weit nach SO hin als Grenzgebirge forterstrecken. Die Aufnahme von Paul, Tietze und Walter und besonders die von Vacek haben gezeigt, dass südlich von der mächtigen Oligocänzone des Grenzkammes, auf ungarischem Gebiete abermals Kreide-Aufbrüche erscheinen, welche Vacek (l. c.) unter der Bezeichnung „südliche Aufbruchzone“ zusammenfasst. Diese grenzt, wie Vacek hervorhebt, z. B. bei Kostrina im Unghthale direct an Oligocänbildungen, ohne dass man dazwischen eine Eocänzone wie im nördlichen Karpathengebiete nachweisen könnte.

Die hier abgehandelten Kreidebildungen dürften wohl als die Fortsetzung der südlichen Aufbruchszone zu betrachten sein; es geht dies aus der Literatur und den vorhandenen Karten zwar nicht mit voller Sicherheit hervor, aber es ist doch wahrscheinlich. Ebenso zieht die Oligocänzone von Vereczke und Uszok nach Paul über Maniow und Lupkow nach NW, und diese ist es, welche hier

bei Jasliska und Dukla ihr westliches Ende erreicht, während die südliche Kreide-Aufbruchszone, welche östlich davon in innigem Contact mit der Oligocänzone verläuft, aus dem Sároser Comitat über die Landesgrenze nach Galizien hinüberzieht und hier, ungefähr vom Wislokadurchbruche an, nördlich an ein vorwiegend aus Eocänschichten bestehendes Gebiet angrenzt. Das Auskeilen der mächtigen Oligocänzone geht allmälig vor sich, indem sich zwischen Dukla und Zmigród immer mehr Eocänschichten einstellen, während das Oligocän auf schmale Menilitschieferzüge beschränkt bleibt. Da wo die südliche Kreide-Aufbruchszone an Oligocänbildungen anstösst, findet an der Grenze ein theilweises Uebergreifen des Oligocäns über die Kreidebildungen statt. So sind wohl die Verhältnisse bei Tylawa, Ropianka und der Mszannka zu deuten und Aehnliches dürfte auch weiter südwärts zu beobachten sein [1]).

Das Sáros-Gorlicer Gebirge, welches also als die Fortsetzung der südlichen Ausbruchszone zu betrachten sein dürfte, besteht wie schon erwähnt, fast ausschliesslich aus Ropiankaschichten und den grobbankigen Sandsteinen. Die einzelnen Bergzüge, deren Namen und Aufeinanderfolge bereits im Vorhergehenden angegeben wurden, besitzen in Sároser Comitat südlich von der Landesgrenze ein von SSO nach NNW gerichtetes Streichen, mit welchem sie auch noch, besonders zwischen dem Duklapasse und der Ortschaft Czechanie die Grenze überschreiten. Zwischen Czechanie und der Kartengrenze bei Radocyna dagegen ist das Streichen ein nordwestliches. In dem Masse, als die ersteren Bergzüge nach Galizien fortziehen, biegt ihr Streichen immer mehr nach NW um, und während sie an der Grenze scharfe, schmale, fast geradlinig verlaufende Rücken bildeten, lösen sie sich weiter im NW in eine Reihe von mehr oder minder selbstständigen Berggruppen auf. Die Bergkuppen und Rücken bestehen aus grobbankigem Sandstein, während in den Thälern, besonders den breiten uud tief denudirten, die Ropiankaschichten zum Vorschein kommen.

Die Züge von Ropiankaschichten haben nur da, wo sie sehr schmal sind, eine gerad fortlaufende Begrenzung, bei breiteren Aufbrüchen, wie z. B. dem von Bartne, Smarzowa, Swiątkowa, umfliessen die Ropiankaschichten förmlich die aus grobbankigen und massigen Sandsteinen bestehenden Bergkuppen, und die Grenzlinie beider Schichtgruppen hält sich theilweise an die Höhenquoten. Es scheint mir dies ein Beweis dafür zu sein, dass wir es hier keineswegs ausschliesslich mit überschobenen Falten zu thun haben. Einzelne der Vorkommnisse von

[1]) So schreiben Paul und Tietze über die Lagerungsverhältnisse bei Vereczke (Neue Studien, pag. 273) Folgendes: „Etwa auf der halben Höhe des Berges liegen mit flacher Schichtung diesen Gesteinen (strzolkaartigen Gesteinen mit steiler, vielfach geknickter Schichtstellung) ganz abweichende Bildungen (nämlich die dunklen Vereczker mergeligen Thone mit Oligocänversteinerungen), wie es scheint discordant, auf“. Die strzolkaartigen Gesteine könnten wohl Ropiankaschichten sein. Vacek (l. c.) nimmt das Auftreten der Ropiankaschichten freilich erst weiter im Süden an, im Gegensatz zu Paul, Jahrb. R.-A. 1870, 20. Bd., pag. 247, nach dessen Darstellung die (damals für Eocän angesehenen) Ropiankaschichten bis unter den Grenzkamm reichen. Auch ein von Walter gegebenes Profil scheint auf ähnliche Verhältnisse, wie sie in unserem Gebiete vorhanden sind, hinzudeuten (Jahrbuch R.-A. 1880, 30. Bd., pag. 642).

Ropiankaschichten möchten vielleicht nicht so sehr als anticlinale Aufbrüche zu deuten sein, sondern vielmehr Verwerfungen ihre Entstehung verdanken. Es dürfte dies vielleicht dann anzunehmen sein, wenn bei einem schmalen Zuge von Ropiankaschichten die darauffolgenden grobbankigen Sandsteine beiderseits nach SW einfallen, wie z. B. bei Czarne. Wollte man hier einen anticlinalen Aufbruch annehmen, so müsste er einer vollkommen nach NO überschobenen Falte angehören, und dass eine derartige Faltung bei zwei Gesteinsgruppen von so verschiedener Faltungsfähigkeit, wie den Ropiankaschichten und den grobbankigen Sandsteinen, ohne Bruch vor sich gegangen sein sollte, ist wohl sehr unwahrscheinlich. Es möchte daher wohl nicht unberechtigt sein, bei einzelnen Zügen von Ropiankaschichten auch an Brüche und Verwürfe zu denken.

In der geologischen Zusammensetzung des hier beschriebenen Theiles des Sáros-Gorlicer Gebirges wiegt der grobbankige Sandstein weitaus vor, während in der westnordwestlichen Fortsetzung desselben nach den von Szajnocha, Walter und Dunikowski beigebrachten Daten die Ropiankaschichten eine mächtigere Entwicklung gewinnen; dasselbe dürfte nach Paul's Untersuchungen im Sároser Comitat in dem Striche zwischen den Flüssen Topla und Ondawa wohl auch der Fall sein.

Es ist hier wohl der Ort zu einer näheren Auseinandersetzung darüber, wie sich die im galizischen Theile des Sáros-Gorlicer Gebirgszuges vorgenommenen Ausscheidungen zu denen verhalten, die bei der Detailaufnahme des Sároser Comitats im Jahre 1868 durch Paul gewonnen wurden. Begrath Paul (Jahrb. 1869, 19. Bd., pag. 265) gibt hier die Schichtreiche von unten bis oben in folgender Weise an: 1. Ropiankaschichten; 2. Beloweszaschichten, röthliche, dünngeschichtete, glimmerreiche Hieroglyphensandsteine und Schiefer, die an der Oberfläche in kleine, eckige Stückchen zerfallen; 3. Smilnoschiefer; 4. Magurasandstein.

Den damals herrschenden Anschauungen folgend betrachtete er diese Schichtengruppen nur als Glieder des Eocäns im weiteren Sinne. Nachdem die Arbeiten Paul's in der Bukowina und die Herbich's in Siebenbürgen die Vertretung der unteren Kreideformation in den Karpathen ergeben hatten, und Paul das neocome Alter der Ropiankaschichten erkannt hatte, sah sich Paul[1]) veranlasst, die im Sároser Comitat erkannte Schichtfolge folgendermassen zu deuten. Die Ropiankaschichten repräsentiren nach ihm die oberen Teschnerschiefer, die Beloweszaschichten (mindestens zum Theil), die tiefere Partie des Godulasandsteins (Ellgoter Schichten, Paul und Tietze); der Magurasandstein Nordungarns umfasst cretacische und eocäne Gebilde, die Smilnoschiefer scheinen an kein bestimmtes Niveau gebunden zu sein.

Paul's Magurasandstein, wenigstens soweit er im nördlichen Theile des Sároser Comitates auftritt, ist sicher mit unserem grobbankigen und massigen mittel- und ober- (?) cretacischen Sandstein identisch; die Bergzüge, welche Paul im Sároser Comitat, südlich von

---

[1]) Verhandlungen 1875, pag. 295. Geologie der Bukowina, in diesem Jahrbuche 1875, pag. 304.

der ungarisch-galizischen Grenze, als Magurasandstein ansgeschieden hat, erscheinen in Galizien als dem grobbankigen cretacischen Sandstein angehörig. Die Beloveszaschichten nehmen eine intermediäre Stellung zwischen den neocomen Ropiankaschichten und den grobbankigen, höhere Kreideniveaus vertretenden Sandsteinen ein. In welcher von den genannten Schichtgruppen in Galizien die Vertretung der ungarischen Beloweszaschichten zu suchen ist, kann vorläufig noch nicht bestimmt ausgesprochen werden, doch wird sich dies wohl bei der diesjährigen geologischen Aufnahme ergeben.

Von grösster Wichtigkeit ist die Frage nach der Stellung der Smilnoschiefer. Ein Blick auf die von Paul entworfene Karte des Sároser Comitates lehrt, dass die Schichtfolge fast allenthalben folgende ist: Ropiankaschichten, Beloweszaschichten, grobbankiger Sandstein (Magurasandstein Paul's), welche Schichtfolge Paul selbst im Ungher Comitat als Regel hinstellt[1]). Die irrige, von Paul selbst schon längst verlassene Ansicht, dass die Smilnoschiefer an kein bestimmtes Nieveau gebunden seien, scheint einzig auf den Aufschluss südwestlich vom Dorfe Stebnik bei Zboro begründet worden zu sein, wo Paul zwischen den Beloweszaschichten und dem Magurasandstein einen dunkelgrauen, thonigen Mergelschiefer mit gestreiften Melettaschuppen fand, (l. c. pag. 272), welchen er seinerzeit als Aequivalent des Smilnoschiefers ansprechen zu sollen glaubte. Unter dieser Annahme erschienen dann die grobbankigen Sandsteine allerdings als oligocäne Magurasandsteine.

Der echte Smilnoschiefer tritt aber im Sároser Comitate nach F. v. Hauer und Paul überhaupt nur in zwei verhältnissmässig schmalen Zügen auf, von welchen der eine ostsüdöstlich von Smilno, der andere bei Mezö-Laborcz gelegen ist, und diese scheinen nach Paul's Angaben entweder gar kein Hangendes zu besitzen oder nur in sehr beschränkter Ausdehnung von einem „festen quarzitähnlichen Sandstein“ bedeckt zu sein. Der ganze Widerspruch löst sich also vollkommen, wenn man in dem schwarzen Schiefer mit Melettaschuppen[2]) nichts anderes als eine schiefrige Einlagerung im grobbankigen Sandstein, wie sie in dieser Form vielfach (z. B. bei Folusz) vorkommen, erblickt, die mit dem oligocänen Smilnoschiefer nichts zu thun hat. Der letztere bildet wenigstens bei Smilno mehrere Kuppen, welche direct auf Beloweszaschichten aufgesetzt erscheinen, ohne Dazwischentritt der dem geologischen Alter nach dazwischen liegenden grobbankigen Sandsteine und des Eocäns, welches in dem untersuchten Theile des Sàros-Gorlicer Gebirges überhaupt fehlt. Die Schichtfolge ist hier entschieden lückenhaft und die Smilnoschiefer treten hier transgredirend auf den Ablagerungen der älteren Kreide auf, geradeso wie bei Mszanna und Ropianka und am Nordrande der Karpathen bei Gródna. Die Art und Weise, wie Paul das die Smilnoschiefer durchschneidende Profil von Zboro nach Polyanka zeichnet (l. c. p. 273), sowie v. Hauer's

[1]) Jahrb. d. geol. R.-A. 1870, 20. Bd., pag. 250.

[2]) Dass man beim Vorkommen von Melettaschuppen keineswegs sogleich an Menilitschiefer denken dürfe, beweist am besten das von Paul selbst beobachtete Auftreten von Melettaschuppen im Arvaer Gault. v. Hauer war diese Lage ebenfalls bekannt (Jahrb. 1859, X, p. 431), er identificirte sie aber nicht mit seinen Smilnoschiefern.

Angaben über die Lagerungsverhältnisse des Smilnoschiefers sprechen sehr für die hier vertretene Ansicht. Es wird von grossem Interesse sein zu erheben, in welcher Weise sich die Nummulitenschichten, die hier vollkommen fehlen, in der Gegend von Grybów und Gorlice aber — wenigstens, soweit bis jetzt bekannt, — am Rand des Gebirges vorhanden sind, daselbst verhalten, ob sie an der Transgression der Menilitschiefer Antheil nehmen oder nicht[1]).

Die südöstliche Grenze des cretacischen Sáros-Gorlicer Gebirges ist dermalen noch nicht bekannt; ob dasselbe bis an die südliche Klippenlinie zwischen Demethe und Palocza reicht, oder sich dazwischen, was das Wahrscheinlichere ist, noch eine andere Gesteinszone einschaltet, wird wohl durch die Aufnahme des Sommers 1883 klargestellt werden.

Vergleich mit den mittel- und ostgalizischen Karpathen.

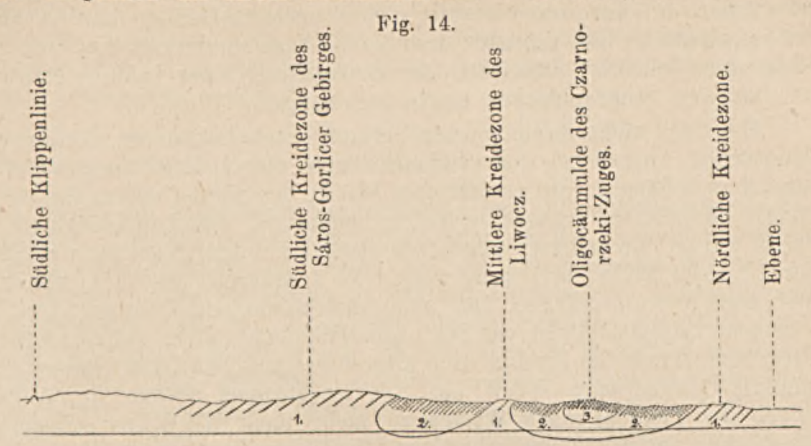
Es erübrigt mir nur noch, einen kurzen Vergleich des Gesammtbaues dieses Karpathentheiles mit dem der ost- und mittelgalizischen Karpathen durchzuführen. Wie in den östlichen Karpathen, so können wir auch hier eine nördliche und eine südliche cretacische Aufbruchszone unterscheiden; nur taucht hier auch ein mittlerer cretacischer Aufbruch von freilich verhältnissmässig beschränkter Ausdehnung, der des Liwocz, aus der Eocänlandschaft auf. Während aber in Ostgalizien die nördliche Aufbruchszone aus einer Reihe von regelmässigen, überschobenen Falten (nach Vacek 6—7) besteht, an deren Zusammensetzung sich das Neocom, die Jamnasandsteine, die Spaser Schiefer, das Eocän und die Menilitschiefer betheiligen, zeigt sich der nördliche Aufbruch der Westkarpathen ausschliesslich aus Ropiankaschichten mit eingefalteten Menilitschiefermulden zusammengesetzt und entspricht der sogenannten nördlichen Klippenlinie. Während in Ostgalizien auf die nördliche Aufbruchszone eine vorwiegend eocäne, sodann die den Gebirgskamme bildende oligocäne und endlich die südliche Kreideaufbruchszone folgt (vgl. bes. die Arbeit von Vacek l. c.), besteht hier der Grenzkamm aus Kreidebildungen, und es erreicht die sich auskeilende Oligocänzone in der Gegend von Jasliska und Dukla ihr westliches Ende. Das Gebiet zwischen der nördlichen Aufbruchszone und dem mittleren Aufbruch des Liwocz, sowie das zwischen dem letzteren und der südlichen Aufbruchszone besteht vorwiegend aus Eocänschichten mit einzelnen eingelagerten Menilitschiefermulden. Nur der Helm-Czarnorzeki-Zug zwischen dem nördlichen und dem mittleren Aufbruche stellt eine grössere Entwicklung oligocäner Gebilde dar. Ein schematischer Durchschnitt durch den abgehandelten Theil der Westkarpathen gewinnt daher mit Hinweglassung der untergeordneten Falten uud Brüche ungefähr die durch die beigegebene Zeichnung versinnlichte Gestalt.

Was die Rolle der Brüche und Verwerfungen anlangt, so herrscht diesbezügli ch für Ostgalizien eine Differenz zwischen der Auffassung von Paul, Tietze einerseits und Vacek andererseits. Während die Ersteren das Vorhandensein zahlreicher, dem Streichen gleichlaufender

[1]) Verhandl. d. geol. R.-A. 1881, p. 71.

Längsverwerfungen erhoben haben und dies für den geologischen Bau der Karpathen als direct charakteristisch bezeichnen, erscheinen nach

Fig. 14.



1. Vorwiegend cretacisch.
2. Vorwiegend eocän.
3. Oligocän.

Im Massstabe von 1 : 1,152.000, 7½ Mal überhöht.

dem Letzteren keine bedeutenden Brüche, sondern die Falten haben alle einen ganz regelmässigen, bruchlosen Verlauf. In neuerer Zeit hat Zuber[1]) das Vorhandensein der Längsverwerfungen bestätigt und betont, dass derartige Verwerfungen am leichtesten dort entstanden wären, wo mächtige Complexe massiger Sandsteine gefaltet wurden, die nicht in dem Masse faltbar waren, als ihr zumeist aus weichen Schiefern bestehendes Hangendes und Liegendes. Da wo die Wellen nur das Eocän und den Menilitschiefer umfassen, die sich in Bezug auf die Faltungsfähigkeit ziemlich gleichartig verhalten dürften, sind keine Verwerfungen und Brüche zu beobachten. Mit diesen Ausführungen Zuber's stimmen meine Beobachtungen vollkommen überein. Sowohl im Czarnorzekizuge, wie im Liwocz und im Grenzgebirge treten Verwerfungen am Nordrande der Bergkämme auf, wo uns die Schichtköpfe entgegensehen, während die zwischen den genannten Bergzügen liegenden, aus Eocän und Menilitschiefer bestehenden Gebiete, welche massiger Sandstein-Niveaus entbehren, anscheinend bruchlos gefaltet sind.

Die einzelnen Falten sind vorwiegend nach Nordosten überschoben, doch nicht ausschliesslich, da auch gewöhnliche Anticlinalen beobachtet werden. Die Zahl der Falten lässt sich dermalen namentlich in den einförmigen Eocängebieten auch nicht einmal annäherungsweise feststellen; aus der riesigen Mächtigkeit isoclinaler Schichtfolgen muss man wohl auf wiederholt überschobene Falten schliessen, ohne dass man gegenwärtig schon in der Lage wäre, bei der Gleichartigkeit der Eocängesteine die Zahl der Wiederholungen anzugeben.

Im Gegensatz zu den Ostkarpathen beherrscht hier nicht mehr die bekannte Streichungsrichtung von SO nach NW den Verlauf sämmt-

[1]) Dieses Jahrbuch 1882, p. 370.

licher Wellen vom Grenzkamm bis an die Ebene, wie in Ostgalizien. Dort entstehen in Folge dessen die bekannten meilenlangen schmalen Bergrücken mit linearem Verlaufe, die in unserem Gebiete nur da und dort angedeutet, fast nirgends aber so deutlich entwickelt sind wie in Ostgalizien, wie dies schon aus der Betrachtung einer jeden grösseren und besseren geographischen Karte hervorgeht.

Die noch nicht ihrem ganzen Verlaufe nach bekannten, nördlichen cretacischen Aufbrüche sind vielleicht von dieser Streichungsrichtung ziemlich unabhängig; die cretacischen Wellen des Sáros-Gorlicer Gebirges zeigen ebenfalls ein eigenes Verhalten, indem sie, wie oben auseinandergesetzt wurde, die galizisch-ungarische Grenze mit dem Streichen von SSO oder SO nach NNW, beziehungsweise NW verqueren, um dann allmälig mehr nach NW umzubiegen. Der oligocäne Czarnorzeki-Helmzug streicht in seinem östlichen Theil von SO nach NW, lenkt aber, wahrscheinlich unter dem stauenden Einfluss der älteren cretacischen Insel Kamieniec-Poludnik-Grudna nach WNW um. Die Eocänzonen besitzen im Allgemeinen die Tendenz nach Westen zu mehr nach WNW zu streichen, zeigen aber im Einzelnen zahlreiche Abweichungen davon, die selbst etwas nach NO gerichtet sein können. Der Liwoczzug, soweit er bis jetzt kekannt ist, streicht in seinem östlichen Theil nach WNW, im westlichen nach NW, also gerade umgekehrt, als man dies erwarten sollte.

Je härter und massiger ein Gesteinscomplex ist, desto mehr stimmt im Allgemeinen die in jedem einzelnen Aufschluss abgelesene Streichungsrichtung mit der Gesammtstreichungsrichtung des betreffenden Complexes überein, je weicher und biegungsfähiger aber das Gestein, desto grösser und zahlreicher sind die localen Abweichungen vom Gesammtstreichen. Die Extreme bieten in dieser Richtung die massigen Sandsteinniveaus, der Jamna- und Magurasandstein, zum Theil auch die Bonarówkaschichten einestheils, die Ropiankaschichten anderntheils dar.

Es würde nun nahe liegen das beschriebene Gebiet nicht nur mit Ostgalizien zu vergleichen, sondern den Vergleich auch auf Westgalizien, soweit dieses überhaupt bekannt ist, und Schlesien auszudehnen. Da jedoch die nach Westen fortschreitenden geologischen Aufnahmen den Anschluss der galizischen Karpathen an die schlesischen in Kürze aufklären, und so alle Vermuthungen und Combinationen darüber überflüssig machen werden, glaube ich darüber vorläufig hinweggehen zu sollen.

Die Diluvialbildungen.

Das Studium des Grundgebirges nimmt die Aufmerksamkeit des Aufnahmsgeologen in einem Gebiete, dessen detaillirtere Zusammensetzung so gut wie unbekannt ist, so sehr in Anspruch, dass die Diluvialbildungen nur nebenher Berücksichtigung finden können. Obwohl ich daher in dieser Beziehung nicht allzu viel mitzutheilen habe, mögen doch die von mir gesammelten Beobachtungen hier anhangsweise ihren Platz finden.

Im Bereiche des Diluviums konnten folgende Ausscheidungen vorgenommen werden: 1. Berglehm, 2. Mischschotter aus nordischen und karpathischen Geschieben, erratische Blöcke, 3. Löss, 4. Terrassendiluvium, und zwar bald vorwiegend lehmiges, bald vorwiegend sandig-schotteriges Terrassendiluvium. Diese Ausscheidungen sollen der Reihe nach besprochen werden.

Berglehm.

Fast die gesammten Vorkarpathen des untersuchten Gebietes erscheinen allenthalben von einer mehr oder minder zusammenhängenden Decke eines lössähnlichen Lehms bedeckt, welcher auch in den Ostkarpathen und der Bukowina in grosser Ausdehnung und Mächtigkeit nachgewiesen und von Paul mit der Bezeichnung Berglehm (Blocklehm Petrino's) belegt wurde. Es ist dies in Westgalizien ein hellbraun oder gelb gefärbter, ziemlich sandiger, ungeschichteter Lehm, der häufig sogenannte Lösskindel führt und sich vom echten Löss durch den Mangel von Schnecken, die fehlende Röhrchenstruktur, und die ungleichartigere Zusammensetzung unterscheidet. In den tieferen feuchten Lagen nimmt er eine bläuliche Färbung an, und zeigt häufig Limonitconcretionen. Auf dem schmalen Rücken der Bergzüge findet er sich meist nur in der geringen Mächtigkeit von 1—2 Meter vor oder er fehlt da zuweilen vollständig, an den Gehängen und in den Thälern aber steigert sich seine Mächtigkeit oft so sehr, dass selbst ziemlich tief einschneidende Flüsse und Bäche das Grundgebirge nicht blosslegen; seine Mächtigkeit mag daselbst stellenweise bis zu 10 Metern anwachsen. Die Dicke der Berglehmdecke ist selbst auf ganz geringe Entfernungen hin beträchtlichen Schwankungen unterworfen.

So kann man häufig beobachten, dass einzelne Seitenschluchten eines grösseren Wasserlaufes den Berglehm bis auf das Grundgebirge durchschneiden, während andere in geringer Entfernung mit ebenso hohen Wänden nur im Berglehm angelegt sind. Da, wo die Mächtigkeit des Berglehms 5—8 Meter nicht übersteigt,, zeigt er niemals das mauerartige Abbrechen, das den Lösswänden eigen ist. Wo jedoch die Dicke bedeutender wird, tritt auch diese Eigenthümlichkeit auf, und zugleich wird die Zusammensetzung gleichmässiger, so dass er dadurch dem echten Löss so ähnlich wird, dass es nicht selten schwer fällt, ihn davon zu unterscheiden.

Sowohl die Mächtigkeit, als auch die Continuität der Lehmdecke nimmt gegen den nördlichen Gebirgsrand hin stets zu. In dem Gebiete südlich von Jasło sieht man kaum mehr grössere Flecken von Berglehm; dagegen ist er in der Gegend von Jasło, Brzostek, Frysztak, Strzyzów, ferner südlich von Tyczyn und Rzeszów bis in die Gegend von Dynów weithin verbreitet. Der Czarnorzeki-Helm-Zug ist in seiner höheren und breiteren südöstlichen Hälfte ziemlich lehmfrei, dagegen sind einige Niederungen der niedrigeren nordwestlichen Helmkette von mächtigen Lehmlagen bedeckt; so in Wola brzostecka, Huta gogolowska, Bączalka. Am stärksten ist die Lehmbedeckung wohl in Nordstreifen der Karpathen zwischen Czudec-Strzyzow, Wielopole und Dembica, wo sie zuweilen derartig überhand nimmt, dass sie der Erkennt-

niss des geologischen Baues des Grundgebirges erhebliche Schwierigkeiten bereitet. Auch die niedrigen Eocängebiete südlich vom Helmzuge und selbst die Nachbarschaft des Liwocz bei Jasło ist ziemlich stark mit Lehm versehen. Das südlich von Jasło gelegene Gebeit, sowie das Grenzgebirge, ist nahezu lehmfrei.

Der später zu beschreibende, aus nordischen und karpathischen Geschieben bestehende Mischschotter erscheint häufig dem Lehm auf- oder angelagert. Bei der leichten Beweglichkeit dieser lockeren diluvialen Gebilde ist es zuweilen schwer, sich über die wahren, ursprünglichen Lagerungsverhältnisse beruhigende und befriedigende Aufklärung zu verschaffen.

So wirft sich mitunter die Frage auf, ob man einen derartigen Schotter als nur oberflächlich an- oder zwischengelagert zu betrachten habe. So ist es eine Stelle bei Czudec, die einen derartigen Zweifel aufkommen lässt. An mehreren Orten sieht man aber diesen Schotter zweifellos auf dem Lehm aufruhend, so dass man geneigt wird, bei unsicherem Verhältniss eher an An- als Zwischenlagerung zu denken.

Karpathische Schotterlagen konnte ich im Berglehm nirgends auffinden; auch eckige Fragmente, wie sie nach Paul und Lenz in den unteren Lagen desselben vorkommen sollen, habe ich nicht beobachtet, obwohl sie wohl auch in dem untersuchten Gebiete nicht fehlen dürften. An einer Stelle bei Tyczyn SO kommt ein bläuliches oder grünliches, lehmiges Gebilde vor, welches wohl auch als Berglehm angesprochen werden muss, aber durch seine Färbung ein wenig abweicht. Darin finden sich zahlreiche kopfgrosse, gerundete Sandsteinblöcke regellos vertheilt vor, wie sie sonst nirgends beobachtet werden konnten.

Nach seiner Entstehung dürfte der Berglehm des untersuchten Gebietes kaum anders, denn als Verwitterungsgebilde des darunter liegenden Grundgebirges zu deuten zu sein, wie dies ja schon früher, am ausdrücklichsten von Lenz[1]) ausgesprochen wurde.

Die ausserordentlich leichte Verwitterbarkeit der Flyschgesteine, die es z. B. bewirkt, dass verlassene Steinbrüche von kleineren Dimensionen nach wenigen Jahren kaum mehr kenntlich sind, ist ja eine altbekannte Thatsache. Das lehmig-sandige Verwitterungsproduct ist bis zu einem gewissen Grade Umlagerungen ausgesetzt; es wird durch den Regen, vielleicht auch den Wind und seine eigene Schwere von der Höhe der Bergrücken allmählig den Thälern zugeführt, und ist daher daselbst immer mächtiger, als auf den Höhen.

Da diese Umlagerung zeitweilig und örtlich unter Umständen vor sich gehen mag, welche auch bei der Entstehung des Löss wirksam waren, ist es leicht erklärlich, warum gewisse Partien des Berglehms eine dem Löss so nahestehende Beschaffenheit annehmen.

Die leichteste Verwitterbarkeit unter allen karpathischen Schichtgruppen zeigen ohne Zweifel der eocäne und in zweiter Linie der untercretacische Flysch vermöge ihrer vorwiegend thonigschiefrigen Zusammensetzung; dagegen setzen die massigen Sandsteine der mittleren Kreide und des Oligocäns der Verwitterung viel mehr Widerstand entgegen und liefern jedenfalls als Verwitterungsproduct vorwiegend Sand

[1]) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1878, p. 79.

und nur wenig Lehm. Die davon eingenommenen Territorien (Czarnorzeki-Zug, Liwocz, Grenzgebirge) ragen daher als lehmfreie Gebirgszüge aus dem niedrigen sanftgewellten, lehmbedeckten Eocänland auf. Die starke und nie fehlende Lehmdecke des Eocäns hat schon Walter[1]) beobachtet und hervorgehoben.

Die Karpathen oder vielmehr die Vorkarpathen gehören also — um auf die Eintheilung der Erdräume nach den gestaltenden Wirkungen der säcularen Zersetzuug und der Umlagerung ihrer Producte einzugehen, welche v. Richthofen[2]) im Anschluss an die Ausführungen R. Pumpelly's[3]) gegeben hat — zu den Regionen der lehmigen Zersetzung, in welchen diese Zersetzung ohne Zweifel auch gegenwärtig noch unter ziemlich günstigen Verhältnissen (Regenreichthum, Vegetationsdecke) in die Tiefe fortschreitet.

Da der Berglehm als zersetzes Grundgebirge betrachtet werden muss, so hat die Auflagerung des Glacialdiluviums darauf geologisch keine andere Bedeutung, als ob dasselbe direct auf den Flyschgesteinen aufruhen würde, wie dies ja auch zuweilen beobachtet wurde. Da das Glacialdiluvium im Gebiete des echten Löss, wofern es überhaupt vorhanden ist, stets unterhalb desselben aufgefunden wurde, so gibt die Lagerung desselben ein Mittel an die Hand, um die Unterscheidung zwischen völlig regenerirtem und ungelagertem Lehm, also Löss und dem ursprünglichen Berglehm, zu controliren.

Der westgalzische Berglehm ist auch den älteren Beobachtern nicht entgangen; so hat sich Zeuschner[4]) darüber in einem besonderen Schriftchen ausgesprochen, wo er jedoch zwischen Lehm und Löss nicht unterscheidet. Die Uebereinstimmung des westgalizischen Berglehms mit dem ostgalizischen dürfte nach den Beschreibungen der Autoren zu urtheilen eine ziemlich vollständige sein. Abweichend ist die Eigenthümlichkeit des ostgalizischen Lehms eine dunkle, schwarze Ackerkrume zu liefern, was beim westgalizischen nicht der Fall ist. Auch soll der Lehm in Ostgalizien hauptsächlich die Verwitterungskruste des miocänen Salzthons bilden, während er hier die Vorkarpathen bedeckt. Dagegen ist die Eigenschaft, in den tieferen gebirgsfeuchten Lagen eine bläuliche Färbung anzunehmen, den Lehmen beiderlei Gebiete gemeinsam[5]).

Da demnach der Lehm als Zersetzungsproduct, als Eluvialbildung im Sinne Trautschold's aufgefasst wurde und gewiss wenigstens theilweise älter ist als das Glacialdiluvium, so sollte er streng genommen gar nicht unter den Diluvialbildungen aufgezählt werden. Da aber dieser Vorgang bei der geologischen Aufnahme Galiziens bisher eingehalten wurde, wollte ich von dieser Uebung nicht abweichen.

Ebenso sollte man nach den bei der Verfertigung geologischer Karten meist befolgten Grundsätzen den Berglehm als Verwitterungskruste über-

---

[1]) Dieses Jahrbuch 1880, XXX Bd. 638.
[2]) China, II. Bd. p. 762.
[3]) Americ. Journ. of. Sc. Arts 1879, vol. XVII, p. 133.
[4]) Sitzungsber. d. k. Akademie d. Wiss. Wien, XVII, p. 288—295. Vgl. auch Paul und Tietze, Studien, p. 47.
[5]) Lenz, in den Verhandl. der geol. Reichsanst. 1878, p. 81.



haupt gar nicht kartographisch ausscheiden; allein derselbe verdeckt namentlich am äussersten Nordrande das gerade da ziemlich complicirte Grundgebirge in dem Masse, dass man sich aus den Tagaufschlüssen nur zur Noth ein genügendes Bild des geologischen Baues entwerfen kann, so dass man schon aus diesem Grunde den Lehm berücksichtigen muss. Wenn zur Durchführung der vorjährigen Aufnahme mehr Zeit zur Verfügung gestanden wäre, so hätte sich diese Schwierigkeit übrigens vielleicht doch überwinden lassen.

Mischschotter aus nordischen und karpathischen Geschieben; erratische Blöcke.

Das Glacialdiluvium erscheint bald in Form eines Mischschotters, bald in Form vereinzelter Blöcke und ist auf dem Grundgebirge oder dessen Verwitterungskruste, dem Berglehm abgelagert. Der Mischschotter besteht aus nordischen Geschieben von der bekannten pyramidalen, kantengerundeten Gestalt und karpathischen Geschieben, welche die Form echter Flussgeschiebe besitzen. In der Zusammensetzung des Schotters wiegt bald das nordische, bald das karpathische Material vor. Fast immer macht man die Beobachtung, dass die nordischen Blöcke, die man vereinzelt antrifft, eine bedeutendere Grösse besitzen als die im Mischschotter vorkommenden. Die ersteren besitzen zuweilen 1 bis 2 Cubikmeter Inhalt, sind also von ziemlich namhafter Grösse.

Dass die Lagerungsverhältnisse des Schotters nicht immer ganz klar sind, wurde schon bei Besprechung des Berglehms hervorgehoben doch gewinnt man durch Vergleich vieler Localitäten die Vorstellung, dass der Mischschotter nicht als Zwischenlagerung, sondern als An- oder Ueberlagerung des Lehms auftritt. Die Vorkommnisse nordischen Diluviums werden um so reichlicher, je mehr man sich dem Nordrand des Gebirges nähert, und um so spärlicher, je weiter man nach Süden fortschreitet. Eine mehr oder minder zusammenhängende Decke eines Geschiebelehms oder Sandes konnte nicht beobachtet werden, die vorliegenden Schotterablagerungen oder Blockanhäufungen haben stets eine ziemlich beschränkte Ausdehnung. Eine Aufzählung oder genaue Beschreibung der vielen einzelnen Punkte, an welchen Erratica gefunden wurden halte ich für ziemlich überflüssig, sie wurden ja so gut es ging, in das beigefügte Kärtchen eingetragen. Fast jeder Bergrücken des nördlichsten, etwa 10 Kilometer breiten Gebirgssaumes zeigt hie und da Erratica in mehr oder minder grosser Ausdehnung; weiter nach Süden aber werden die Vorkommnisse spärlicher. Aus mehreren Beobachtungen glaube ich mit einiger Sicherheit die Regel ableiten zu können, dass sich die Mischschotter vorwiegend an den Thallehnen (Czudec, Wielopole, Kamienica górna, Baczalka) vorfinden, dagegen die einzelnen Blöcke oder Blockanhäufungen mehr auf den Höhen vorkommen. Doch scheint dies nicht ausschliesslich zu gelten; so ist die Höhe zwischen Kamienica górna und Wola brzostecka bei Brzostek durch ziemlich mächtige und auffallende Schottermassen ausgezeichnet, und ebenso glaube ich die Erratica auf der Berghöhe bei

Hussow und Tarnawka [1]) als Schotter ansprechen zu sollen. Besonders merkwürdig sind die ersteren, ziemlich mächtigen Schotteranhäufungen. Sie bestehen aus gerundeten Kieseln und karpathischen Geschieben, ohne zwischengelagerten Sand, enthalten nur sehr wenig krystallinische Geschiebe und liegen in einer Höhe von ungefähr 325 Metern. Da mir die krystallinischen Geschiebe kein augenscheinlich nordisches Gepräge zu besitzen scheinen, so möchte ich sie nicht geradezu mit der Glacialperiode in Zusammenhang bringen, vielleicht sind sie ein früheres, selbstständiges Gebilde. Diese merkwürdigen Schotter sind auf der Höhe der Wasserscheide zwischen Wola brzostecka und Kamienica górna an der westlichen Seite der Strasse sehr leicht aufzufinden und mögen der Aufmerksamkeit der Forscher bestens empfohlen sein.

Die südlichste, durch nordische Erratica ausgezeichnete Gegend ist die von Ujazd und Blaszkowa am Fusse des Liwocz, ungefähr 26 Kilometer südlich vom Karpathenrand. Weiter im Osten ist der südlichste Punkt Bonarówka, ungefähr $22\frac{1}{2}$ Kilometer südlich vom Nordrande, dann folgt die Gegend südlich von Blaszowa (15 Kilometer südlich vom Gebirgsrande) und endlich das Vorkommen von Tarnawka, welches nur mehr ungefähr 7 Kilometer vom Nordrande entfernt ist. Die Südgrenze des Erraticums scheint sich also im Allgemeinen nach SW hin zu senken. Der nächste beobachtete Punkt östlich von der besprochenen Gegend ist Przemysl, wo man das Erraticum schon seit langer Zeit kennt, der nächste Punkt westlich ist die Gegend von Gromnik, am Białaflusse, ungefähr im Parallelkreis von Ujazd gelegen, wo Alth [2]) erratische Granite beobachtet hat.

Die grösste Höhe, in welcher nordische Blöcke gefunden wurden, beträgt 400—420 Meter, so auf dem Höhenrücken zwischen den Ortschaften Hussów, Tarnawka und Handzlówka, Rzeszów OSO. Auch auf dem Höhenrücken des Budisz, an der Strasse von Strzyzow nach Sędiszow liegen reichliche erratische Vorkommnisse in dieser Meereshöhe. Es ist dies eine Maximalhöhe, welche mit der von Credner [3]) für die Lausitz angegebenen auffallend übereinstimmt. Auch Römer [4]) und Hohenegger [5]) geben ähnliche Maximalhöhen an. Nach dem ersteren fand Halfar bei Jägerndorf Erratica in einer Höhe von 1226′ und bei Schönwaldau in einer Höhe von 1400′. Der letztere erwähnt, dass die Erratica im Teschnerlande gewöhnlich in einer Meereshöhe von 600, bis zu circa 1000′ vorkommen.

Wenn man die Punkte der südlichsten Vorkommnisse, Ujazd-Blaszkowa, Bonarówka, Blaszowa, Tarnawka mit einander verbindet,

---

[1]) Die genannten Erratica beobachtete ich bei meiner ersten Excursion, wo ich so sehr mit dem Grundgebirge beschäftigt war, dass ich dem Diluvium nicht allzuviel Aufmerksamkeit schenken konnte. Es wäre nicht ganz unmöglich, dass die karpathischen Geschiebe, die ich daselbst gesehen habe, vielleicht aus Strassenschotter herrühren, mit dem die polnischen Dorfstrassen allerdings fast nie in Berührung kommen. Es ist mir dieses Bedenken erst später aufgetaucht.

[2]) Schriften der physiograph. Commiss. der Krakauer Akademie. Bd. XI, 1877, p. 219 (in polnischer Sprache).

[3]) Zeitschrift der deutsch. geol. Ges. 1876, pag. 136.

[4]) Geologie von Oberschlesien, pag. 432.

[5]) Geognost. Verhältnisse der Nordkarpathen, pag. 42.

so dürfte die auf diese Weise erhaltene Linie mit der Südgrenze des Diluvialeises kaum übereinstimmen. Es befinden sich nämlich nördlich davon einzelne Berge oder Bergzüge, welche die Maximal-Höhe beträchtlich übersteigen und diese dürften entweder gegen das vordringende Gletschereis direct als Barren gewirkt oder aber bei geringerer Dimension als Inseln aus demselben aufgeragt haben. So war der Bergrücken des Helm (532 Meter) und der der Brzezina (524 Meter) (ich meine hier nicht den ganzen Helm-Brzezina-Zug, sondern nur die speciell mit diesem Namen belegten Rücken) gewiss nicht vom Eise bedeckt, obwohl sich südlich davon, in Huta gogolowska, Erratica vorfinden. Diese können entweder von NW her über Grudna, Baczalka, Kamienica górna, oder aber von NO durch das Stępinathal dahin gelangt sein. Hat das letztere stattgefunden, dann ragten der Helm und die Brzezina als Inseln aus dem Eise hervor, wenn aber das erstere, was mir aus mancherlei Gründen wahrscheinlicher vorkommt, dann haben Helm, Brzezina und die südöstliche Fortsetzung dieser Berge, Herby, Czarnawka etc. dem nordischen Eise den Weg nach Süden versperrt und eine langgestreckte Barre gebildet. Ebenso dürfte die Umgebung von Niebylec, durch die Zarnowa (468 Meter), Lutza (448 Meter) und den Kamieniec (474 Meter) geschützt eisfrei gewesen sein so dass die Südgrenze des Glacialdiluviums von Bonarówka nicht einfach nach ONO verlief, sondern nach NNW, gegen Strzyzow zu, um erst nördlich davon wieder nach Osten gegen Blazowa umzubiegen. Die ungefähre Südgrenze des nordischen Glacialdiluviums wurde in das beigegebene Uebersichtskärtchen so gut es möglich war eingezeichnet, doch muss hiezu bemerkt werden, dass die Linie nur, was ihre Hauptrichtung betrifft, Verlässlichkeit beanspruchen kann, im Einzelnen dürften sich aber durch genauere Untersuchungen mancherlei Aenderungen ergeben.

Was nun das nordische erratische Material selbst anbelangt, so ist zunächst zu bemerken, dass das allerhäufigste nordische Gestein ein bald fein-, bald grob-, bald mittelkörniger Granit mit rothem Feldspath ist, welcher in keiner Localität fehlt[1]).

Seltener findet sich ein Pegmatit, aus hellrothem Feldspath und Quarz bestehend. Sehr charakteristisch für das Erraticum dieser Gegend ist der Gabbro, welcher in Bystryca, Zawadka (Czudec W.), Baczalka und bei Wielopole gefunden wurde, ferner ein Amphibolit (Dioritschiefer) und ein Diorit, wie er auch in der Umgebung von Przemysl vorkommt. Ferner ist zu erwähnen: grauer, dünnplattiger Gneiss, ein Hälleflinta ähnliches Gestein, weisser, krystallinischer Kalkstein, und grauer Quarzit, sämmtlich von Handzlówka, einer Localität, die sich durch grossen Reichthum verschiedener Gesteinstypen auszeichnet. Noch möchte ich bemerken, dass zu Baczalka bei Grudna ein grauer Kalkblock mit undeutlichen Fossilien gefunden wurde und zu Grudna dólna ein Hornstein mit *Terebratula sp.* aus der Gruppe der Biplicaten und einer Cidarisradiole, ähnlich *Cidaris coronata.*

Die nordischen Gesteine dieser Gegend haben einige Aehnlichkeit mit denjenigen von Przemysl, namentlich was den rothen Granit, den

---

[1]) Für die petrographische Bestimmung der Gesteine bin ich Herrn Baron Foullon zu Dank verpflichtet.

Diorit und Amphibolit anbelangt, der Gesammteindruck ist jedoch schon ein anderer. Namentlich die reichlichen Gabbrovorkommnisse sind sehr bezeichnend und auffallend. Meine Aufsammlungen waren aus dem schon früher auseinandergesetzten Grunde ziemlich flüchtige, und ich zweifle nicht, dass derjenige, welcher sich das Studium des Diluviums zur alleinigen Aufgabe macht, noch vielerlei erratische Gesteinstypen entdecken würde.

Sowie hier, so tritt das erratische Diluvium auch in der Gegend von Przemysl, Medyka und Mosciska und in den Vorkarpathen bis nach Schlesien als Mischschotter auf. Von allen bisher beschriebenen Diluvialbildungen, an deren Zusammensetzung nordisches Material Antheil nimmt, dürfte keine mit unserem Mischschotter mehr Analogien aufweisen, als gewisse Schotter und Kiese, welche von Credner[1]) in Sachsen beobachtet wurden.

Dieser Autor bemerkt darüber: „Je weiter man nämlich von N aus in das sächsische Hügelland vorschreitet, desto seltener und beschränkter werden die Vorkommnisse des normalen, in dem nördlich vorliegenden Flachland, herrschenden Geschiebelehmes. Statt seiner stellen sich isolirte Haufen von Grand, Kies und Schotter ein, welche aus dessen gröberen Bestandtheilen, vermehrt um Rollstücke und Grus aus der Nachbarschaft bestehen, während seine feineren, namentlich thonigen Elemente weggeschwemmt, und wie es scheint, in der Nähe als „geschiebefreier oder — armer, zum Theil lössartiger Höhenlehm“ wieder abgesetzt worden sind.“ Ferner heisst es: „die wesentlich nordischen Kiesablagerungen auf den Höhen des sächsichen Hügellandes und Mittelgebirges, sowie in deren Umgebung sind demnach dem Geschiebelehm vollkommen gleichwerthige Gebilde.“ Eine andere Ablagerung, die mit unserem Mischschotter einige Aehnlichkeit hat, ist der altdiluviale Flussschotter der Umgegend von Leipzig, welcher ebenfalls von Credner näher beschrieben wurde (l. c. p. 584). Es ist dies ein unter dem Geschiebelehm liegender Schotter, welcher ausser einheimischem Materiale auch nordisches führt und seine Entsehung nach Credner vorwiegend den von Süden herabkommenden, dem Eise entgegen fliessenden Strömen verdankt, deren Sedimente sich mit dem nordischen Materiale unter dem Eise in subglacialen Strombetten mischten. Unsere Mischschotter haben offenbar mit den erst erwähnten Kiesablagerungen mehr Aehnlichkeit, als mit den altdiluvialen Flussschottern, und ich würde derselben gar nicht Erwähnung gethan haben, wenn nicht die Entstehungsweise doch mehr oder minder dieselbe oder eine ähnliche wäre. In beiden Fällen haben wir es mit einer Mischung von einheimischen Flussschottern, die durch dem Eise entgegeneilende Flüsse herbeigetragen wurden, mit nordischen, kantenbestossenen Geschieben zu thun, die vermuthlich subglacial erfolgte. Diese Entstehungsweise dürfte vermuthlich auch für die karpathischen Schotter anzunehmen sein, wie ich dies schon bei einer früheren Gelegenheit kurz ausgesprochen habe. [1])

Einzelne Partien des Berglehms könnten wohl auch in Galizien um die ausgeschlämmten lehmigen Bestandtheile der nordischen Grund-

[1]) Zeitschrift d. deutsch. geol. Ges. 1880, pag. 578.

moräne vermehrt worden sein, wie dies Credner in Sachsen annimmt.

Dr. Hilber[2]) hat eine andere Ansicht über die Entstehung der der Mischschotter, wenigstens die von Przemysl, ausgesprochen. Er ist geneigt, anzunehmen, dass die Mischung von nordischem und karpathischem Materiale in der Weise zu Stande gekommen sei, dass der Gletscher bei seinem Forschreiten nach Süden eine präglaciale karpathische Schotterablagerung angeschnitten und mit den Bestandtheilen derselben seine Grundmoräne bereichert habe. Dagegen spricht der Umstand, dass die Mischschotter sich in Wirklichkeit als wahre geschichtete Flussschotter mit Sandzwischenlagen darstellen, deren Bestandtheile nach der Schwere angeordnet sind, und die, wie dies bei karpathischen Schottern so häufig der Fall ist, durch Eisenoxydhydrat rothbraun gefärbt sind. Nach Hilber's Voraussetzung müsste man eine regellose Anordnung der Bestandtheile erwarten, die man im untersuchten Gebiete nicht vorfindet, die aber nach Dr. Hilber bei den Przemysler Vorkommnissen wahrzunehmen ist.

Nach den zahlreichen, kaum zu widerlegenden Beweisen, die man namentlich in neuerer Zeit für die Gletschertheorie beigebracht hat, wird man es wohl selbstverständlich finden, wenn ich das Diluvium der Vorkarpathen nur vom Standpunkte dieser Theorie zu besprechen versucht habe. Um zu zeigen, dass auch in diesem Gebiete ein directer Hinweis auf die ehemalige nordische Vergletscherung nicht ganz fehlt, möchte ich nur noch erwähnen, dass ich zu Kamienica górna bei Brzostek ein über kopfgrosses gerundetes Geschiebe aus grauem Gneiss gefunden habe, welches allseitig mit den deutlichen und unzweifelhaften Gletscherkritzen bedeckt war.

3. Löss.

Wie bekannt, wird der nördliche Rand der Karpathen von einem Lössgürtel umsäumt. Ein Theil desselben kam auf dem Blatte Tyczyn-Dynów zur Ausscheidung, wo der Löss auch in das Wislokthal eingreift. Die Verbindung des Löss mit dem terrassirten Diluvium wird weiter unten besprochen.

4. Terrassendiluvium.

Die beiden wichtigsten Flüsse des Aufnahmsterrains, der Wislok und die Wisloka, besitzen nach ihrem Austritt aus dem Quellgebiete alluviale Thalböden von durchschnittlich ungefähr $1^1/_2$ Kilometer Breite. Nur da, wo diese Flüsse eine mächtigere Kette quer zu durchbrechen haben (der Wislok zwischen Czudec und Strzyzow, und bei Frysztak, die Wisloka bei Kamenica dólna) verengt sich die Alluvialfläche selbst bis zu 150 Meter Breite. Der Wislokaspiegel liegt bei normalem Wasserstande ungefähr 3—5 Meter unterhalb der Thalsohle, welche meist nur in ihren tieferen, dem Flusse genäherten Theilen den jähr-

---

[1]) Verhandlungen der k. k. geol. R.-A. 1883.
[2]) Verhandlungen der k. k. geol. R.-A. 1882, pag. 244.

lichen Hochwässern ausgesetzt ist; nur ganz ausnahmsweise werden auch mehr aussen liegende Theile der Alluvialfläche überfluthet. Der Wislokspiegel aber liegt noch tiefer unter dem Niveau der alten Alluvialfläche, welche daher bei diesem Flusse den jährlichen Hochwässern noch weniger ausgesetzt ist, als dies bei der Wisloka der Fall ist.

Ausser dieser alluvialen Thalboden-Terrasse werden die Flüsse noch von einer älteren Terrassenbildung begleitet, welche nicht mehr in den Thalboden hineinfällt, sondern beiderseits am Gehänge des ansteigenden Gebirges gelegen ist und von den Hochfluthen der Flüsse nicht mehr erreicht wird. Diese zweite Terrasse liegt circa 10—20 Meter höher, als die erstere, und wurde auf den Karten als „Diluvialterrasse" ausgeschieden. Die Grenze beider ist übrigens gegenwärtig in Wirklichkeit nicht immer ganz scharf, namentlich auf der Flachseite des Flusses, was übrigens nur nachherige, zum Theil künstliche Veränderungen hervorgerufenhaben dürften. Die Beschaffenheit und Zusammensetzung der Terrassen ist bei den Hauptflüssen Wisloka und Wislok eine nicht ganz gleiche. Die Terrassen der Wisloka bestehen in ihren unteren Lagen aus Schotter und Sanden, die nur von einer dünnen Lehmlage, die selten mehr als $^1/_2$ Meter dick ist, bedeckt werden; sie haben also eine vorwiegend sandig-schotterige Zusammensetzung, nur selten ist die lehmige Decke etwas mächtiger entwickelt, wie bei Brzyski.

Die Grösse der Geschiebe, ihre Form und Sichtung hängen nach bekannten Gesetzen von der Nähe des Quellgebietes, vom Gefälle und der Wassermenge ab. Einzelne der Wisloka-Terrassen bestehen ausschliesslich aus Schottern und Sanden. Die auffallendste von diesen ist wohl diejenige, welche diesen Fluss am rechten Ufer vom Durchbruch bei Kamienica dólna, Brzostek NW, bis Dobrków in einer Länge von ungefähr 8 Kilometern begleitet, den Wislokspiegel etwa um 20 Meter überragt und allmälig gegen das Gebirge zu ansteigt. Die Breite dieser Terrasse beträgt bei Jaworze górne nur 400 Meter, und die Terrasse selbst besteht dort aus grossen, wenig gerundeten Fragmenten; weiter nördlich erweitert sie sich bis zu 4 Kilometer Breite und besteht vorwiegend aus Sand. Wenn man dieses zum grössten Theil mit Kiefern besteckte Gebiet durchwandert, kann man zeitweilig vergessen, dass man sich in den Karpathen befindet, so sehr wird man durch die landschaftliche Scenerie, die Dünenbildung des Sandes und die Vegetation an die Verhältnisse der Ebene erinnert.

Die Wisloka wird schon tief im Quellengebiete von hohen und mächtigen Terrassen begleitet, welche man schon in den Quellthälern bei Rosztajne, Grab, Radocyna, Czechanie etc. bemerken kann.

Die letzteren waren es offenbar, für welche Dr. Szajnocha[1]) in seiner öfter citirten Notiz glacialen Ursprung vermuthete oder als möglich darstellte. Die unregelmässige, von Szajnocha moränenartig genannte Aufthürmung des Blockmaterials zeigen bekanntlich alle Terrassen, die von kurzen, reissenden Flussläufen abgesetzt werden. Die Geschiebe dieser Terrassen sind eben nur unvollkommen gerundet und nicht in dem Masse nach ihrem Gewichte gesondert wie bei einem ruhigen oder weniger reissenden Flusse, obwohl ihnen eine derartige

[1]) Verhandl. d. geol. R.-A. 1881, pag. 346.

Sichtung nicht ganz abgeht. Von Glacialspuren kann aber hier nicht wohl die Rede sein und gewiss ebenso wenig bei den Terrassen, die Zuber[1]) in Ost-Galizien als möglicherweise glacial angesprochen hat.

Auch die zahlreichen Nebenflüsse der Wisloka sind sowohl im Gebirge, als auch bei dem Austritte aus demselben von Schotter-Terrassen begleitet. Die ganze Gegend zwischen Zmigród, Cieklin, Osiek und Dembowiec am Nordfuss des Grenzgebirges ist so stark von terrassirten Schotterablagerungen bedeckt, dass nur wenige Hügel davon frei bleiben. Zwischen Dembowiec und Cieklin findet man terrassirten Schotter in der beträchtlichen Höhe von 330—350 Meter. Es war vornehmlich der bei Folusz aus dem Grenzgebirge austretende Klopotnicabach mit seinen Nebenflüssen, der Pielgrymka und dem Samoklęskierbache, welche diese enormen Schottermassen, durch welche sie sich gegenwärtig nur mühsam Bahn brechen, ehemals abgelagert haben. Der Klopotnicabach wird, wie er bei Folusz aus dem Gebirge tritt, durch seinen eigenen Schuttkegel nach Osten abgelenkt. Durch die abhobelnde und ausgleichende Thätigkeit des Wassers entstand hier in der Gegend bei Zmigród und Osiek, vor dem Gebirge eine nur geringe Höhendifferenzen aufweisende niedere Fläche, gegen welche sich das an sich gar nicht besonders hohe Grenzgebirge besonders auffallend abhebt. Da, wo der Wislokafluss seine ältere Terrasse sammt dem Untergrunde benagt, sieht man oft sehr schön, wie der Untergrund des Thalbodens horizontal gescheuert ist; so z. B. südlich von Kolaczyce, da wo der Menilitschieferzug durch das Flussthal streicht (vgl. Fig. 9).

Die Zusammensetzung der Wislok-Terrassen ist vorwiegend lehmiger Natur. Namentlich in der Gegend südlich vom Czarnorzeki-Zug, zwischen Zarszyn, Jaczmicz, Rymanów und Krosno wurde durch die Denudation des Wislok und seiner Zuflüsse ein tief abgewaschenes, fast ebenes Gebiet geschaffen und mit terrassirten Lehmabsätzen bedeckt. Dasselbe besitzt eine Länge von ungefähr 36 Kilometern und eine Breite von ungefähr 12 Kilometern, seine Längserstreckung ist im Streichen des Gebirges gelegen. Ueber die nähere Zusammensetzung dieser ausgedehnten, bereits auf der Uebersichtskarte ausgeschiedenen Diluvialbildungen, welche die hohe Fruchtbarkeit dieser Gegend bedingen, habe ich nicht viel zu berichten, da sie in das Aufnahmsgebiet von Bergrath Paul fallen, ich sah nur bei Krosno zu oberst lössartigen Lehm, welcher von dünnen Sand- und stellenweise Schotterschnüren unterlagert war. Der karpathische Untergrund tritt da nur in den tieferen Flussrissen hervor. Da die Terrassenform durch spätere Denudation zuweilen sehr verwischt erscheint, und der terrassirte Lehm dem Berglehm oft sehr ähnlich wird, ist es häufig schwer zu entscheiden, wie man die Lehmabsätze der Nachbarschaft des Wislokflusses ansprechen soll. Auf dem Gebiete des Blattes Tyczyn-Dynów dürfte vielleicht manche terrassirte Lehm- oder Lössablagerung als Berglehm eingezeichnet worden sein. Lössschnecken fand ich nirgends vor, doch muss ich bemerken, dass die Beschaffenheit dieses terrassirten Lehmes eine derartige ist, dass man ihm die Bezeichnung Löss kaum versagen kann.

[1]) Dieses Jahrbuch 1882, XXXII. Bd., pag. 365.

Die Zusammensetzung der Terrassen, und zwar sowohl der jüngeren wie der älteren der beiden Hauptflüsse Wislok und Wisloka ist also insoferne verschieden, als die des ersteren Flusses eine vorwiegend lehmige oder lössige, die des letzteren eine vorwiegend sandige und schotterige ist. Die Ursache dieser verschiedenartigen Zusammensetzung ist offenbar folgende: Der Wislokafluss, sowie sein beträchtlichster Nebenfluss, die Ropa, haben ihr Quellgebiet in dem aus Ropiankaschichten und grobbankigen und massigen Sandsteinen bestehenden Sáros-Gorlicer Gebirge, aus welchem sie mit reichlichem Geschiebe versehen in die Vorkarpathen treten, die von der Wisloka in kurzem Verlaufe verquert werden. Der Wislok dagegen und seine Nebenflüsse bewegen sich fast ausschliesslich in einem weiten gleichförmigen, mit mächtigem Verwitterungslehm bedeckten Eocängebiet, aus welchem sie nur suspendirte lehmige Trübung in so reichlichem Masse mitbringen, dass diese Flüsse fast stets ein schlammiges Wasser führen. Nur nach abnorm lange andauerndem heiteren Wetter soll sich das Wasser des Wislok einigermassen klären. Die Quellen dieses Flusses sind freilich auch im Grenzgebirge gelegen, allein dasselbe ist daselbst nach den Aufnahmen von Paul aus weichen Oligocänschichten zusammengesetzt, die die Geschiebebildung jedenfalls viel weniger begünstigen, als das Sáros-Gorlicer Sandsteingebirge. Was der Wislok an Geschieben aus dem Grenzgebirge entnimmt, kann er während seines langen, oft rein longitudinalen Verlaufes jedenfalls viel früher niederlegen, als die kürzere, aber mit ebenso reicher oder eher reichlicherer Wasserführung versehene Wisloka, deren Lauf mehr quer gerichtet ist. Diese Verhältnisse waren natürlich zu jungdiluvialer oder wenn man will altalluvialer Zeit dieselben wie heute und bedingten die Verschiedenheit in der Zusammensetzung der fluviatilen Bildungen der genannten Flüsse.

Bei Siedliska, Czudec O, tritt der Wislok aus dem Gebirge in die Ebene ein und ist zu beiden Seiten mit Terrassen versehen, die zu unterst aus Schotter bestehen, welcher von mächtigen Lössabsätzen bedeckt wird. Die Beschaffenheit dieses Löss ist eine so typische, dass man, wie schon bemerkt, nicht anstehen kann, diese Bezeichnung zu verwenden. Diese Terrassen bilden in ihrer weiteren Ausdehnung den vorhin genannten Lössgürtel, der den Nordfuss der Karpathen bekleidet. Der Vergleich der Löss-Terrassen mit den jüngeren, den Thalboden selbst bildenden Terrassen ist nicht uninteressant. Diese bestehen nämlich bei der Wisloka zu unterst aus feinem, selten in Schotter übergehendem Sand; darüber folgt eine Lage bläulichen sandigen Thones mit vielen Glimmerblättchen, und zu oberst befindet sich eine gelbe Lehmlage, die dem Löss ebenfalls nicht wenig ähnlich sieht und nirgends trotz ihrer evident fluviatilen Entstehung Spuren einer Schichtung zeigt. Wenn man beobachtet, wie die Terrassen z. B. der Wisloka stellenweise ausschliesslich aus Schotter und Sand, anderwärts aber aus Schotter, Sand und Löss bestehen, und wie alle möglichen Modificationen der Zusammensetzung neben einander vorkommen, wenn man ferner der Wechselbeziehnung Aufmerksamkeit schenkt, welche zwischen der geologischen Beschaffenheit der Quellgebiete der Flüsse Wislok und Wisloka, ihrer Sedimentführung und der Zusammensetzung ihrer Alluvionen besteht, wenn man bemerkt, wie genau die Beschaffenheit der

illuvialen Terrassen dieser Beziehung entspricht, so muss man gestehen, dass man jedenfalls geneigter wird, an die fluviatile Entstehung wenigstes eines Theiles des galizischen Löss zu denken, als wenn man sich nur an die Lössdecke des podolischen Plateaus hält. Es kann nicht meine Aufgabe sein, in dieser vornehmlich dem karpathischen Grundgebirge gewidmeten Arbeit die Discussion der Lössfrage zu erneuern, da ich nicht in die Lage gekommen bin, so eingehende und ausgedehnte Beobachtungen anzustellen, als sie für eine erfolgreiche Behandlung dieser Frage nothwendig wären, allein ich glaube trotzdem das wenige, was ich beobachten konnte, mittheilen zu solldn.

Schliesslich möchte ich noch erwähnen, dass im Jasłoer Gymnasialmuseum Zähne von *Elephas primigenius* von Brzyski an der Wisloka bei Kolaczyce aufbewahrt werden. Sie stammen wahrscheinlich aus der älteren Wisloka-Terrasse.[1])

Alluvium.

Das über die Flussanschwemmungen zu Sagende wurde schon im Vorhergehenden mitgetheilt. Ausgedehntere alluviale Bildungen waren ausser diesen im Aufnahmsgebiete nicht wahrzunehmen. Nur bei Zarnowa, Strzyzów ONO, und bei Grudna dólna und Globikowa finden sich mehrere kleine Kalktuffpartien vor, von so geringer, räumlich beschränkter Ausdehnung, dass man sie ganz übergehen würde, wenn ihr Vorkommen in einem so kalkarmen Gebirge, wie die Karpathen nicht an sich einiges Interesse hätte[2]).

Ausser der bereits erwähnten Salzquelle von Zarnowa sollen sich in Podzamcze bei Jasło und in Zamokleski bei Zmigród Schwefelquellen befinden, über welche ich aber nichts Näheres in Erfahrung bringen konnte. Die Quelle von Zamokleski wird bereits von Pusch (geognost. Beschr. v. Polen II., pag. 118) erwähnt. Nach Kelb[3]) befindet sich auch zu „Solonka", südlich von Tyczyn eine Soolquelle. Die Bezeichnung „Solonka" ist in den Aufnahmskarten nicht enthalten. Während meines Aufenthaltes im Aufnahmsgebiete habe ich über diese Soole nichts erfahren, was ich besonders desshalb bedauere, weil diese Soole nach der geographischen Lage von Tyczyn möglicherweise aus Salzthon hervorquellen könnte. Das letzte ist um so wahrscheinlicher, als nach v. Alth[4]) in der Gegend von Borek bei Tyczyn Gyps vorkommen soll.

---

[1]) Vgl. Verhandl. d. geol. R.-A. 1857, pag. 764 und 815, ebendaselbst 1859, Verhandl. pag. 53.

[2]) Paul und Tietze, Neue Studien, pag. 228; Studien, pag. 102.

[3]) Dieses Jahrbuch 1876, XXVI. Bd., pag. 191.

[4]) Dieses Jahrbuch 1858, pag. 145.

Inhalts-Verzeichniss.

Erklärung zu Tafel IV.

W = Wątkowa Magura. 847 Meter. (Ein schiefes Kreuz bezeichnet die Lage der Bergspitzen.)
H = Helm. 532 Meter.
Cz = Czarnorzeki. 592 Meter.
L = Liwocz. 561 Meter.
K = Kamieniec. 460 Meter.
S = Siedliska (Lithothamnienkalk und Gyps).
N = Niechóbrz (Lithothamnienkalk).
W = Wola Zgłobienska (Lithothamnienkalk).
O = Olympów (Lithothamnienkalk).
B = Broniszów (Gyps).
M = Mała (Gyps).
Gr = Gródna dólna (Badner Tegel).
Gl = Głobikowa (Bryozoënkalk).
Ch = Chechły (Ropiankaschichten).
St = Stasiówka (Ropiankaschichten).
+ = Vorkommnisse von erratischem Diluvium.

33. Band. 1883. JAHRBUCH IV. Heft.

DER

KAIS. KÖN. GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT.

Bericht über die geologischen Aufnahmen im Triasgebiete von Recoaro.

Von A. Bittner.

Mit einer Profiltafel (Nr. V).

Im Sommer des Jahres 1878 erhielt ich von Seiten des Chefgeologen der 2. Section, Herrn Oberbergrath E. v. Mojsisovics ausser anderen Gebietsantheilen auch das auf Partieen von vier Blättern der neuen Specialkarte im Massstabe 1 : 75000 entfallende Triasgebiet von Recoaro zur Aufnahme zugewiesen. Jene Blätter sind: Zone 22 col. IV. Rovereto und Riva (südöstlichster Theil des Blattes), Zone 23 col. IV. Avio-Valdagno (nordöstlichster Theil des Blattes), Zone 22 col. V. Sette Communi (südwestlichster Theil des Blattes). Der äussere Saum des Tretto bei Schio würde auf Zone 23 col. V. entfallen, dieses Blatt existirt aber, als ganz auf italienischem Gebiet liegend, in der neuen Specialkarte nicht und wurde desshalb das Blatt Vicenza (E, 4) der älteren österreichischen Specialkarte des lombardisch-venetianischen Gebietes im Massstabe von 1 : 86400 benützt.

Im Jahre 1881 fand ich Gelegenheit, einzelne Theile des Gebietes noch einmal zu begehen. Im Nachfolgenden erlaube ich mir nun die gewonnenen Resultate, insoferne sie zur Erläuterung der geologischen Karte dienen können, zusammenzustellen. Es sei ausdrücklich hervorgehoben, dass ich das durch eine Reihe ausgezeichneter Forscher bereits früher studirte Gebiet nicht mit jenem Zeitaufwande untersuchen konnte, der in Anbetracht der zahlreichen und gediegenen Vorarbeiten wohl erforderlich gewesen wäre; meine Aufgabe konnte nur sein, mich über die Verbreitung und die Lagerung der einzelnen Schichtgruppen so weit zu orientiren, dass es mir möglich wurde, eine annähernd richtige Cartirung, die zugleich dem gegenwärtigen Standpunkte unserer Erkenntniss möglichst entspricht, durchzuführen; für die Fixirung zahlreicher Einzelheiten, insbesondere solcher, die das Auftreten der zahllosen Eruptivgesteinsvorkommnisse betreffen, besass ich die nöthige Zeit weitaus nicht. Es sei daher gleich hier bemerkt, dass nachstehende Mittheilung durchaus nicht als Monographie, sondern einfach als Aufnahmsbericht gelten soll. Dass dabei dennoch die einschlägige Literatur möglichst berücksichtigt wurde, ist für ein Gebiet, über welches so wichtige Arbeiten bereits vorliegen, eigentlich selbstverständlich. Der als erster

Theil vorangeschickte historische Abschnitt könnte trotzdem überflüssig erscheinen, da zu wiederholtenmalen derartige übersichtliche Zusammenstellungen gerade für dieses Gebiet gegeben worden sind. Es ist derselbe desshalb möglichst kurz gefasst und insbesondere von den älteren Arbeiten nur das Wichtigste hervorgehoben worden; die neueren mussten wohl eingehender in Betracht gezogen werden. Bei der Zusammenstellung der zunächstfolgenden Literaturübersicht ist insbesondere die vom Organisationscomité des 2. Internationalen Geologencongresses zu Bologna 1881 herausgegebene „Bibliographie géologique et paléontologique de l'Italie", deren auf die venetianischen Provinzen bezüglicher Theil die Herren Professoren A. Baron Zigno und G. A. Pirona zu Bearbeitern hat, benützt worden.

Literatur der Triasbildungen von Recoaro.

1767. **Arduino**: Lettera a Nicolò Tron sopra le scoperte fatte di miniere di allume nel territorio Vicentino. Giorn. d'Italia III. Venezia.
— — Delle aque medicinali di Recoaro. Ebenda III.
1769. — Alcune osservazioni orritologiche fatte nei monti del Vicentino. Ebenda V.
1773. — Delle celebri aque di Recoaro e della natura delle montagne dalle quali scaturiscono. Giorn. d'Italia spett. a Sc. nat. IX. Venezia.
1775. — Raccolta di memorie chimico-mineralogico-metallurgico-orritographiche. 12°. Venezia.
1795. — Lettera sopra alcune miniere dei monti di Schio etc. Nuovo Giorn. d'Italia VI. Venezia.
1810. **Maraschini**: Osservazioni litologiche sui contorni di Schio. Giorn. dell' ital. lett. XXV. 8—30.
1819. **Catullo**: Mem. miner.-chimica sopra l'aqua marziale di Civillina. 72 S. Verona.
1822. **Maraschini**: Observations geogn. sur quelques loc. du Vicentin. Journal de Physique. März 1822. Dasselbe in Biblioth. Italiana Nr. 78 u. 79.
1823. — Dei filoni pirossenici del Vicentino. Bibl. Ital. 93.
1824. — Saggio geologico sulle formazioni delle roccie del Vicentino. Padua.
1825. **Pasini**: Sul porfido pirossenico del Vicentino. Giorn. di Pavia del Brugatelli, Decade II.
1830. — Memoria geol. sui contorni di Roveredo. Bibl. Ital. LVII. Milano.
1833. **Boué**: Reisebericht über Recoaro (Monte Spizze, Val Retassene, Enna) in Bull. Soc. Geol. Fr. 1833, pag. 339—45.
1841. **Catullo**: Memoria epistolare sopra un nuovo filone doleritico scoperto presso le acidule di Recoaro. N. Ann. di Sc. Nat. di Bologna VI, pag. 167.
— — Memor. epist. sopra la costituzione del Monte Spizze di Recoaro. Ebenda.
— **Pasini**: Condizioni geologiche della fonte di Recoaro. Atti Istit. Ven. Tom. I, Ser. I, pag. 131 und Osservazioni geol. Ebenda. Tom. II, S. I, pag. 15.
1842. **Catullo**: Sopra alcuni fatti attenenti alla geognosia delle Alpi Veneti, Giorn. Ist. Lomb. e Bibl. Ital. Milano.
— — Reclami ed osservazioni concernenti la geognosia delle Alpi Veneti, seguite dal Catalogo delle specie fossili donate al gab. Stor. nat. Univ. Padova.
— **Trettenero**: Sulle aque minerali di Recoaro. Il Politecnico di Milano. vol. V, pag. 517, con tavola.
1843. **Girard**: Mittheilung über die Petrefacten der Universitätssammlung von Padua, sammt Beschreibung etc. Leonh. u. Bronns Jahrb. pag. 469.
1844. **Zeuschner**: Muschelkalk der Vicent. und Bellunes. Alpen. Neues Jahrb. f. Min., pag. 54.
1845. **Bologna**: Le aque di Recoaro considerate secondo gli attuali progressi della chimica, geologia e medicina. Venezia.
— **Buch**: Einige merkwürdige Versteinerungen im Muschelkalk Oberitaliens. Monatsbericht d. Berl. Akad., pag. 25—28.
1846. **Catullo**: Osservazioni geogn.-paleoz. sopra il Keuper delle Alpi Venete. Nuovi Ann. Sc Nat. Bologna.

1848. **Buch**: Brief an Bronn mit Nachrichten über Recoaro. Neues Jahrb. f. Min., pag. 53—56.
— — Notiz über schlesischen und italienischen Muschelkalk. Zeitschr. d. D. G.-G., I, pag. 246.
1855. **Schauroth**: Uebersicht der geol. Verh. von Recoaro. Sitzungsb. d. k. Akad. d. Wissensch. XVII (auch im Neuen Jahrb. f. Min. 1856, pag. 213—215).
— — Die Trias und ihre Fossilreste bei Recoaro. Neues Jahrb. f. Min. p. 315—317.
1856. — Keuper- und Liasgrenze im Vicentinischen. Neues Jahrb. f. Min. pag. 823.
1857. **Beyrich**: Crinoiden des Muschelkalks. Abh. d.Berl. Akad. d. Wiss. p. 1—49.
— **Massalongo, Pazienti, Pisanello e Bizio**: Sopra l'arsenico nell' aqua ferrug. di Civillina. Atti Reale Ist. Ven. T. II, Ser. III.
— **Roemer**: Ausflug nach Padua, Recoaro etc. Neues Jahrb. f. Min., pag. 809.
1859. **Schauroth**: Krit. Verzeichniss der Verstein. d. Trias von Recoaro. Sitzungsbericht d. k. Akad. d. Wiss. XXXIV.
1862. **Zigno**: Piante fossili del Trias di Recoaro. Mem. Ist. Ven. IX, pag. 1—32, con 10 tab.
1863. **Pirona**: Sulla costituzione geologica del Recoarese. Atti R. Ist. Ven. ser. 3, vol. VIII, pag. 1133 und ser. 3 vol IX, pag. 95—97.
1865. — Cenni geogn. sul monte Civillina. Ebenda ser. 3, t. X, pag. 1211.
— **Schauroth**: Verzeichniss der Verst. im Herz. Nat. Cab. zu Coburg. 325 S., 30 Taf.
1866. **Benecke**: Trias und Jura in den Südalpen.
— **Pirona**: Cenni geogn. sulla valle dell Grengaro etc. Atti Ist. Ven. ser. 3, XI, 985.
1868. **Benecke**: Einige Muschelkalkablagerungen der Alpen.
— **Meneguzzo**: Stratigraphia della Provincia Vicentina.
— **Schenk**: Pflanzenreste des Muschelkalks von Recoaro. 18 S., 8 Taf.
1871. **Gümbel**: Die sogenannten Nulliporen. Abh. d. bair. Akad. XI. München.
1874. **Lasaulx**: Eruptivgesteine des Vicentinischen. Zeitschr. d. D. G. G. XXV.
1875. **Beyrich**: Vorkommen von Ammoniten in der Vicent. Trias. Ebenda XXVII pag. 727.
— **Gümbel**: Gyroporella von Recoaro. Ebenda pag. '27.
1876. **Mojsisovics**: Triasbildungen von Recoaro. Verh. d. k. k. geol. R.-A., pag. 238.
— **Labat**: Note sur l'origine des eaux de Recoaro. Bull. Soc. Geol. France, 3. ser. t. IV., pag. 443.
1878. **C. Koschinsky**: Beiträge zur Kenntniss von Terebratula vulgaris Schloth. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. XXX. pag. 375.
— **Lepsius**: Das westliche Südtirol.
— **Rossi**: Schio Alpina. Guida alle Vallate del Leogra, Timonchio, Astico, Posina
1879. **Bittner**: Trias von Recoaro. Verh. d. k. k. geol. R.-A., pag. 71.
— **Gümbel**: Pflanzenführende Sandsteinschichten von Recoaro. Bair. Akad. Sitzungsberichte pag. 53—85.
1880. **Foullon**: Eruptivgesteine von Recoaro. Miner. Mittheil. von Tschermak.
1881. **Bittner**: Ueber die Triasbildungen von Recoaro. Verh. d. k. k. geol. R.-A. pag. 273.
1882. **Omboni**: Dei fossili triassici del' Veneto che furono descritti e figurati dal prof. Catullo. Atti R. Ist. Veneto vol. VIII, ser. V.
— **Taramelli**: Geologia delle provincie venete, con carte geologiche e profili. Memoria premiata. Reale Accademia dei Lincei. Roma.
1883. **Haug E.**: Ueber sogenannte Chaetetes aus mesozoischen Ablagerungen. Separ.-Abdr. aus dem Neuen Jahrb. f. Mineral. etc. 1883, I. Bd., pag. 171—179, Taf. X.

I. Historischer Theil.

Da das Triasgebiet von Recoaro bereits eine so reiche Literatur besitzt, erscheint es zweckmässig, wenn hier zunächst ein Ueberblick der Entwicklung unserer Kenntniss dieses Gebirgsabschnittes vorangeschickt wird. Es konnten dabei allerdings nicht alle in dem voranstehenden Literatur-Verzeichnisse angeführten Arbeiten benützt werden, indessen dürfte keine der wichtigeren derselben, speciell keine unter den

neueren, in denen stratigraphische Angaben enthalten sind, übergangen worden sein.

Die Grundlage aller Arbeiten über die Geologie von Recoaro bildet bekanntlich Pietro Maraschini's: Sulle formazioni delle roccie del Vicentino, Padova 1824. Der Verfasser hat schon zu jener weitvoranliegenden Zeit mit bewunderungswürdigem Scharfsinne die Schichtfolge der vicentinischen Trias im engeren Sinne erkannt und gedeutet, und wenn auch nicht alle seine Parallelisirungen im Laufe der neueren Untersuchungen aufrecht geblieben sind, so wird doch für immer sein Werk den Ausgangspunkt aller weiteren Forschungen auf diesem Terrain bilden. Ueber dem Thonglimmerschiefer von Recoaro folgt nach Maraschini oft ein Eruptivgestein (*Mimosit*), zwischen welchem und dem Thonglimmerschiefer sich hie und da noch ein rother Sandstein einschiebt, der für ein Aequivalent des alten rothen Sandsteins der Engländer gehalten wird. Wo der „*Mimosit*“ fehlt, liegt auf dem Thonglimmerschiefer der „*Metassit*“, welcher Kohlenspuren und Pflanzenreste führt. Darauf liegt die „*Prima calcarea grigia*“, ein Aequivalent des Zechsteins für Maraschini. Es folgt ein „*Secondo gres rosso o gres screziato*“ (Bunter Sandstein), nach oben stellenweise mit Gyps in Verbindung. Bedeckt wird dieses Glied von der „*Seconda calcarea grigia*“, die in drei Unterabtheilungen zerfällt, eine unterste, Conchylien führende mit Lignitspuren, eine mittlere mit Conchylien- und Barytführung, die obere als Mergel entwickelt. Diese „*Seconda calcarea grigia*“ wird von Maraschini als Muschelkalk erkannt. Darüber endlich erscheint ein „*Terzo gres rosso*“, den Maraschini vielleicht in Folge einer Verwechslung als „Quadersandstein“ bezeichnet und zu oberst endlich „*Calcarea del Jura*“.

In der folgenden Zeit wurde dieses so reich gegliederte Schichtsystem der Zielpunkt zahlreicher Ausflüge und Reisen von Geologen aller Länder. Unter diesen war Girard einer der ersten, dem wir wichtigere und neue Mittheilungen, insbesondere über die Versteinerungen von Recoaro, die im Museum zu Padua aufbewahrt wurden, verdanken. Seine Angaben darüber finden sich im Jahrbuche von Leonhard und Bronn, 1843, p. 473. In dem nächstfolgenden Bande desselben Jahrbuches (1844, p. 54) begegnet man einer kurzen, aber sehr interessanten Mittheilung von Zeuschner über den Muschelkalk in der Schlucht „Cave del Gesso“ bei Rovegliana. Die Reihenfolge ist hier nachstehende: Ueber dem Glimmerschiefer liegt im Val Mondonuovo zunächst rother Sandstein, darauf gleichmässig gelagert gelber erdiger Kalkstein, der nach oben in rothen schiefrigen, zum Theil sandigen, sehr glimmerreichen Kalkmergel übergeht, über welchem Gyps und schliesslich Kalk und Dolomit folgt. Die letzteren Felsarten sind südlicher nahe dem Capitello della Comonda besser aufgeschlossen. Man hat hier zu unterst grauen Kalkstein mit Muschelkalkcharakter (gleich dem Kalke von Friedrichshall) mit Terebrateln, Gervillien, *Encrinites liliiformis*, Ophiuren etc., darüber folgt als oberes Glied des Muschelkalkes brauner, feinkörniger Dolomit, der nach Zeuschner von Dolomiten, die bei Dlugoszyn und Lgota unweit Krakau in gleichem Niveau liegen, nicht zu unterscheiden sind.

Im Jahre 1855 erschien im 17. Bande der Sitzungsberichte der k. Akademie der Wissenschaften Schauroth's Uebersicht der geognostischen Verhältnisse von Recoaro. Schauroth fand an der Basis der bunten Sandsteine an einzelnen Stellen ein Grundconglomerat. In den oberen, helleren Lagen des Sandsteines selbst wurde von ihm das Vorkommen der schon von Maraschini angeführten Pflanzenreste bestätigt. Wenig höher folgen die ersten dolomitischen Kalke, sodann feste gelbe Mergel, rothe schiefrige glimmerreiche Thone und Einlagerungen fossilreicher oolithischer Bänke, darüber local Gyps und sodann eine mächtige Reihe kalkiger und mergeligkalkiger Schichten mit Muschelkalkfauna, innerhalb welcher schon Schauroth's Angaben zwei mehr oder minder scharf zu unterscheidende Niveaus andeuten, eine untere, die *Encrinus gracilis*-führenden Schichten von Rovegliana und eine obere, mit vorherrschenden Brachiopoden. Darüber folgen noch beträchtliche Massen fossilleeren Kalkes und dann, durch schiefrige Kalke vermittelt, rothe sandigmergelige Gesteine und glimmerreiche, fester mergelige, dünnschichte Kalke, zum Schlusse endlich gelbliche Dolomite, sowie weisse oder röthliche Kalke, von jurassischem Alter. Der „*primo gres rosso*“ Maraschini's wird von Schauroth dem Unteren Buntsandsteine, der „Zechstein“ und „*secondo gres rosso*“ dem Oberen Buntsandsteine gleichgestellt; in der Deutung des Muschelkalkes stimmen beide überein, der „*terzo gres rosso*“ oder „Quadersandstein“ entspricht nach Schauroth dem Keuper, die zwischen den rothen Schichten dieses Niveaus und dem obersten Kalke liegenden geringmächtigen Lagen glaubt Schauroth speciell mit den Wengener Schichten oder Halobienschiefern in Parallele bringen zu können. Das im Jahre 1855 gegebene Fossilverzeichniss wurde von Schauroth vier Jahre später im XXXIV. Bande der Sitzungsberichte der k. Akademie wesentlich bereichert und verbessert. Darauf soll noch später eingehend zurückgekommen werden.

Eine nächste, äusserst verdienstvolle Arbeit über die Geologie von Recoaro verdankt man G. A. Pirona. Sie führt den Titel: Costituzione geologica di Recoaro e dei suoi dintorni und bildet den II. Theil einer Monographie der Mineralquellen von Venetien. Als Nachtrag dazu erschienen in derselben Zeitschrift vier Tafeln mit erläuternden Profilen aus dem Nachlasse von A. Massalongo (vergl. Literaturverzeichniss). Der reichhaltigen Arbeit sei Folgendes entnommen:

Die Verbreitung des Thonglimmerschiefers ist schon sehr richtig angegeben. Selbst Val Posina erwähnt Pirona bereits, wenn auch ganz unbestimmt. Den unteren Sandstein gibt er als in den tieferen Lagen roth, in den höheren vorherrschend gelbgrau gefärbt an und schliesst sich der Anschauung Schauroth's in der Altersfrage diesbezüglich an; auch das local auftretende Grundconglomerat hält er für zugehörig zu den darüberfolgenden Sandsteinschichten. Die über den pflanzenführenden oberen Lagen der Sandsteine sich einstellenden kalkigen Bänke (Maraschini's Zechstein) führt Pirona als wohl zu unterscheidendes Niveau an. Ueber ihnen liegen die sandigen Mergel von verschiedener Färbung, die nach oben von rauchwackenartigen dolomitischen Kalken abgeschlossen werden. In den nächsthöheren Muschelkalken unterscheidet Pirona ein unteres, mehr mergeliges Niveau mit *Encrinus gracilis* und vorherrschender Bivalvenfauna, darüber ein oberes mehr kalkiges

Niveau, in dessen tieferen Lagen sich Pflanzen finden und das durch seine bekannte Brachiopodenfauna ausgezeichnet ist. Das höchste Glied des Muschelkalkes von Recoaro ist nach Pirona ein dolomitischer Kalk von tabakbrauner Färbung, der äusserst fossilarm ist. Die darüber liegenden, abermals rothgefärbten, mergeligen und sandigen Schichten repräsentiren auch nach Pirona den deutschen Keuper; über ihnen unterscheidet Pirona noch Lagen von glimmerigen, graublauen Mergeln, wechsellagernd mit dünnen Bänken von grauröthlichen Kalken, die nach und nach in den hellen Kalk des Monte Spizze, Lichelere und Sorove übergeht. Gegen Fongara wird dieser Kalk des Monte Spizze durch eine breccienartige, bunte Masse von Kalk von jenen Eruptivmassen geschieden, welche den Monte Spizze von den höheren Dolomitbergen im Süden trennen. Den Kalk des Monte Spizze, Monte Lichelere, Monte Sorove, Monte Enna u. s. f. erklärt Pirona im Gegensatze zu seinen Vorgängern für obertriassisch und hält ihn für bestimmt verschieden von dem Dolomite mit *Megalodus triqueter*, der die Randgebirge um den Kessel von Recoaro zusammensetzt und als ein oberes Glied des Infralias erklärt wird. Die Eruptivgesteine unterscheidet Pirona in Basalte und Trachyte, die letzteren theilt er noch in Dolerite und Augitporphyre. Die beiden Abtheilungen der Trachytgruppe sind nach ihm gleichaltrig und hervorgedrungen zur Zeit des „sollevamento definitivo degli Alpi", also jedenfalls nach Ablagerung des Eocän. Die Basalte dagegen sieht er für wenigstens zum Theile älter an; sie sind theilweise vom Alter der Kreide, ihre Eruptionen können bis in die jüngere Periode der Porphyre angedauert haben.

Einen weiteren, wichtigen Markstein auf dem Wege zur Erforschung der geologischen Verhältnisse von Recoaro bildet Benecke's bekannte Arbeit: Ueber einige Muschelkalkablagerungen in den Alpen, 1868. Die über den unteren Sandsteinen folgenden buntgefärbten, mergeligsandigen, theilweise auch kalkigen Schichten bezeichnet Benecke als Röthdolomit. Das Dach desselben bilden Gypse und Rauchwacken. Darüber folgen die dünnschichtigen Bänke des *Encrinus gracilis*, in denen sich ebenfalls noch bunte Mergel einschalten und höher die Brachiopodenkalke. Ueber den obersten fossilführenden Bänken derselben liegen noch Kalke mit rothbrauner Verwitterungskruste und sodann die rothen Sandsteine, welche von älteren Autoren dem Keuper gleichgestellt wurden. Sie trennen nach Benecke den Muschelkalk von den Dolomiten der oberen Trias. In herabgefallenen Blöcken dieser Dolomite fand Benecke Durchschnitte von Ammoniten und Gastropoden; auch Megalodonten und *Turbo solitarius* kommen darin vor. Hier haben wir also die erste Nachricht über das Vorkommen von Cephalopoden [1]) bei Recoaro aus Schichten, die jünger sind, als der „Keuper".

[1]) In Stoppani's und Negri's Geologia d'Italia, pag. 49, findet sich mit Berufung auf Pirona's Arbeit folgende Mittheilung:

Ueber dem Brachiopodenhorizonte folgt: Dolomitischer Kalk, 30—40 Meter mächtig, ohne Fossilien. Darüber obere Trias (Keuper), zunächst vertreten durch rothe, graue und gelbe Sandsteine, untermengt mit fossilführenden Mergeln, aus denen *Myophoria Kefersteini*, *Corbis Mellingi* u. s. f. stammen. Es folgen Massen mergeliger, bituminöser Kalke und dann ein weisser oft dolomitischer Kalk mit *Amm. Aon*, *Amm. Joannis Austriae*, *Orthoceras alveolare* etc. Dieser Kalk bildet die Höhen der Berge um Recoaro, den Monte Spizze, Enna, Sorove, Civillina u. s. f.

Benecke parallelisirt das Niveau des *Encrinus gracilis* mit dem unteren Wellenkalke, die Brachiopodenschichten mit dem oberen Wellenkalke und vermuthet das Vorhandensein von Aequivalenten auch noch jüngerer deutscher Triasschichten zwischen dem Wellenkalke und „Keuper" von Recoaro. Vor Allem wichtig ist der faunistische Theil von Benecke's Arbeit. Es ist vielleicht nicht ohne Interesse, wenn hier ein vergleichendes Verzeichniss der Fauna von Recoaro, soweit dieselbe aus den Arbeiten Benecke's und Schauroth's bisher bekannt ist, mitgetheilt wird:

I. Fauna des Werfener Schiefers (Röthdolomits bei Benecke).

Nach Schauroth.	Nach Benecke.
Posidonomya Clarai Emmr.	*Posidonomya Clarai Emmr.*
Pecten Alberti Goldf.	
	Pecten Fuchsi Hauer.
Avicula Zeuschneri Wissm.	
Pleurophorus Goldfussi var. elliptica Dkr.	*Myoconcha Thielaui Strbk. spec.*
Mytilus eduliformis Schloth. spec.	*Myalina vetusta Goldf. spec.*
Myophoria ovata Goldf. spec.	
	Myophoria ovata Bronn.
Nucula ? gregaria Mstr.	
Myacites fassaensis Wissm.	*Pleuromya fassaensis Wissm.*
? „ *inaequivalvis Ziet. spec.*	
? „ *mactroides Schloth.*	
Tapes subundata Schaur.	*Tellina canalensis var. ?*
Tellina canalensis Cat.	*? Tellina canalensis Cat.*
	Chemnitzia spec.
? Turbonilla dubia Mstr. (Rissoa).	
„ *gracilior Schaur.* „	*Holopella gracilior Schaur. spec*
„ *(Natica) Gaillardoti Lefr. spec.*	

II. Fauna der Schichten mit *Encrinus gracilis*.

Nach Schauroth.	Nach Benecke.
	Acroura granulata Ben.
Dadocrinus gracilis Buch spec.	*Encrinus gracilis Buch.*
Melocrinus triasinus Schaur.	*? Encrinus gracilis Buch.*
Lingula tenuissima Br.	
	Ostrea filicosta Ben.
	„ *ostracina Schloth. spec.*

Hier ist zu bemerken, dass die beiden citirten Autoren die Angaben Pirona's l. c., pag. 1149), die sich auf Recoaro mit jenen, die sich auf Friaul beziehen, in einer ganz merkwürdigen Weise vermengt haben. Weder Pirona noch Andere haben bisher Raibler Bivalven bei Recoaro gefunden, die diesbezüglichen Citate beziehen sich auf die bekannten fossilreichen Fundorte dieses Niveaus in der Provinz Udine, sowie die angeführten Cephalopoden keineswegs in den Kalken des Monte Spizze, sondern vielmehr in jenen des Monte Clapsavon bei Forni di sopra gefunden worden sind.

Nach Schauroth.	Nach Benecke.
Pecten discites Schloth. spec.	*Pecten discites Schloth. spec.*
„ *Alberti Goldf.*	
	Lima lineata Schl.
	„ *striata Schloth.*
Gervillia costata Schloth. spec.	*Gervillia costata Schloth. spec.*
„ *socialis Schloth. spec.*	„ *socialis Schloth. spec.*
„ *Alberti Mstr. spec.*	„ *mytiloides Schloth. spec.*
Modiola hirudiniformis Schaur.	*Modiola triquetra Seeb.*
Pleurophorus Goldfussi Dkr. spec.	*Myoconcha gastrochaena Dkr.*
? *Mytilus eduliformis Schloth. spec.*	
Myophoria vulgaris Schloth.	*Myophoria vulgaris Schloth.*
„ *cardissoides Br.*	„ *cardissoides Schloth.*
„ *laevigata Goldf. spec.*	„ *laevigata Alb.*
	Myacites musculoides Schl.
	cfr. Thracia mactroides Schl. spec.
Nucula speciosa Mstr. (*Arca? Schmidii Gein*).	
? *Dentalium laeve Schloth.*	
Natica turbilina Schloth. spec. (*N. Gaillardoti Lefr. spec.*)	
Natica (*Euspira*) *gregaria Schloth. spec.*	*Natica gregaria Schloth.*
Rissoa turbo Schaur.	
? „ (*Turbonilla*) *dubia Br. spec.*	
„ „ *gracilior Schaur.*	*Holopella gracilior Schaur. spec.*
„ *percostata Schaur.*	
	„ *Schlotheimii Qu. spec.*
	Chemnitzia spec.
	Serpula Recubariensis Benecke.

Bairdia triassina und *B. calcaria Schaur.* (nach Benecke dem nächst höheren Niveau angehörend).

III. Fauna der Brachiopodenschichten und höher folgenden Kalke.

Nach Schauroth.	Nach Benecke.
	Scyphia spec.
(*Chaetetes triassinus Schaur. [Dactylop.]*).	
Chaetetes Recubariensis Schaur.	*Chaetetes Recubariensis Schaur.* (*Monticulipora* nach E. Haug N. Jahrb. f. Mineral. etc. 1883, pag. 172).
Montlivaultia triassina Dkr.	
Thamnastraea Bolognae Schaur.	*Corallen 2 spec.*
„ *Maraschinii Schaur.*	
	Encrinus Carnalli Beyr. (über dem Haupt-Brachiopodenlager).
	Encrinus spec. (*tenuis Mstr. mscr*).
	„ *4 spec. divers.*

Nach Schauroth:	Nach Benecke.
Encrinus liliiformis Lam.	*Entrochus spec. cfr. Encr. liliiformis.*
„ ? *radiatus Schaur.*	*Entrochus Silesiacus Beyr.*
„ *pentactinus Bronn.*	*Encrinus pentactinus Br.* } üb. d. Hpt. Brach.-K.
Pentacrinus dubius Goldf.	*Pentacrinus dubius Goldf.* } üb. d. Hpt. Brach.-K.
Cidaris grandaeva Goldf.	*Radiolus cfr. Cid. grandaeva Goldf.*
„ *lanceolata Schaur.*	*Cidaris cfr. lanceolata Schaur.*
„ *transversa Myr.*	
Spirorbis valvata Goldf.	
? *Lingula tenuissima Br.*	
Terebratula vulgaris Schloth. (mit *Terebratula subdilatata, amygdala, quinquangulata, amygdaloides Schaur.*).	*Ter. vulgaris Schloth.*
Terebratula angusta Schloth. (mit *Ter. parabolica* und *rhomboidea*).	*Ter. angusta Schloth.*
Terebratula sulcifera Schaur. (mit *Ter. subsinuata Sch.*).	
Rhynchonella decurtata Gir.	*Rhynchonella decurtata Gir.*
Spirigera trigonella Schloth. spec.	*Retzia trigonella Schloth. spec.* (*Spirigera*).
Spiriferina fragilis Schloth. spec.	
Spiriferina Mentzeli Dkr.	*Spiriferina Mentzeli Dkr. spec.*
	Spiriferina hirsuta Alb.
Avicula Alberti Mstr.	*Pecten Alberti Goldf.*
	„ *discites Schl.*
Lima striata Schloth.	*Lima striata Schl.*
„ *lineata Schloth.*	„ *lineata Schl.*
„ *costata Schloth.*	
Spondylus comtus Goldf.	*Hinnites comtus Goldf.*
Ostrea subanomia Mstr.	
	Ostrea ostracina Schl.
Gervillia costata Schl.	*Gervillia costata Schl.* (sehr hoch aufsteigend).
„ *socialis Schl.*	*Gervillia socialis Schl.*
Modiola substriata Schaur.	*Modiola substriata Schaur.*
Mytilus eduliformis Schl.	
	? *Myoconcha gastrochaena Dkr.* (in den Pflanzenschichten).
Myophoria curvirostris Br.	
	Myophoria vulgaris Schloth.
	? „ *orbicularis Br.* (ob diese Art?)
? *Corbula gregaria Mstr.* (eine zweifelhafte Art, vielleicht aus höheren Schichten).	
? *Dentalium laeve Schl.*	
Trochus (*Pleurotomaria*) *Albertianus Goldf.*	*Pleurotomaria Albertiana Ziet.*

Nach Schauroth.	Nach Benecke.
Rissoa (*Natica*) *Gaillardoti Lefr. spec.*	*Natica Gaillardoti Lefr.* (sehr hoch aufsteigend!)
	Natica dichroos Ben.
Rissoa (*Natica*, *Turbonilla*, *Turritella etc.*) *14 spec. div.* [zumeist aus sehr hoch liegenden Schichten].	*Chemnitzia scalata Schl. spec.*
Ceratites nodosus Brug. spec. [1]).	[Nach Benecke, pag. 24, mehr als zweifelhaft! [1])]
? *Cyrtoceras Trettoanum Schaur.* (pag. 528, Tab. III., Fig. 5, ein problematisches Bruchstück aus dem höheren Niveau der *Dactylopora triassina Schaur. spec.*).	*Bairdia triassina Schaur.* (in den Pflanzenbänken).
Acrodus Gaillardoti Ag.	

(Hiezu kommen nach Pirona noch Saurierknochen; solche wurden in diesen Schichten auch in Judicarien gefunden.)

Die an jene von Benecke der Zeit nach nächstanschliessenden Untersuchungen wurden von Beyrich durchgeführt. Leider liegen diesbezügliche eigene Mittheilungen noch nicht vor. Im Jahre 1876 indessen unternahm v. Mojsisovics eine mehrtägige Begehung der Umgebung von Recoaro und zwar in Gesellschaft von Beyrich. Die

---

[1]) *Ceratites nodosus* wird von Schauroth, Bd. XVII, pag. 522 nach Catullo, v. Buch, Girard und Bologna citirt; Schauroth selbst hat ihn nicht gefunden. Cephalopoden scheinen überhaupt im Recoarischen Muschelkalk zu den allergrössten Seltenheiten zu gehören. Zwar führt L. v. Buch im Neuen Jahrb. f. Mineral. 1848, pag. 55, an, er habe aus der Localität Rovegliana einen Ammoniten gesehen, der mit *Cerat. modestus* Hauer von Hallstatt zu vergleichen sei (Hauer in Haid. naturw. Abh. III. 1850, Tab. III). Pirona hat eine Nachricht über das Vorkommen des *Cerat. nodosus* im Tretto (l. c. pag. 1146). Benecke (l. c. pag. 24) bezweifelt das Vorkommen des *Cerat. nodosus* bei Recoaro überhaupt. Er bezieht sich insbesondere darauf, dass einige in der Universitätssammlung zu Padua liegende Exemplare des *Cerat. nodosus* mit der Fundortsangabe „Recoaro“ wahrscheinlich aus Deutschland stammen. Nach Omboni (Dei fossili desc. dal Catullo; 1882, Atti Ist. Ven. ser. 5, vol. VIII) sind zu Padua drei Exemplare des *Cerat. nodosus* vorhanden, die aus dem Zoldianischen stammen, von Recoarischen Stücken erwähnt Omboni nichts. Auch jene Provenienz des *Cerat. nodosus* hält Omboni nach mündlichen Mittheilungen an Oberbergrath v. Mojsisovics gegenwärtig nicht mehr aufrecht. Auch Catullo selbst citirt (wenigstens im Prodromo 1847, pag. 65) den *Cerat. nodosus* nur von Zoldo, nicht von Recoaro.

Meneguzzo in seiner Stratigraphia 1868, pag. 7 gibt an, dass in dem Niveau der Pentacriniten, Terebrateln und Trigonellen einzelne kleine Ammoniten vorkommen. Mündlich erfuhr ich von demselben, dass er drei Exemplare solcher gesammelt habe, von denen zwei wahrscheinlich in das Museum des Palazzo ducale in Venedig gekommen sind. Sie sollen sehr klein und ganz glatt, ohne alle Verzierungen gewesen sein.

In der gegenwärtig im Museo civico von Vicenza befindlichen Sammlung von Pasini endlich liegt ein Ammonit, der mit der Etiquette „Rovegliana 1858“ bezeichnet ist. Seine blossgelegte Seite ist abgerollt, am Rande der anderen sind Andeutungen von verdickten knotigen Rippen zu bemerken. Die Blosslegung dieser Seite und die Untersuchung des anhaftenden Gesteins würde über die Art und Provenienz des Stückes wohl Anhaltspunkte zu geben vermögen. Das Stück selbst scheint aus der noch älteren Maraschini'schen Sammlung herzustammen.

von v. Mojsisovics in den Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1876, pag. 238, publicirten Resultate dürften demnach nicht nur seinen eigenen Anschauungen über das betreffende Gebiet, sondern auch den Erfahrungen Beyrich's entsprechen und zwar letzteres umsomehr, als v. Mojsisovics ganz ausdrücklich hervorhebt, dass er seine Mittheilungen im Einvernehmen mit Beyrich publicire. Es möge nun ein Auszug dieser Mittheilungen hier folgen: Ueber bunten Sandsteinen, deren oberster Theil wenigstens als Aequivalent des Grödener Sandsteines anzusehen ist, folgen zunächst Kalk- und Dolomitbänke, welche den in Südosttirol in gleichem Niveau auftretenden Bellerophonschichten ähnlich sind. Sie sind aber fossilleer. In den darüber liegenden schiefrigsandigen Gesteinen kommen die gewöhnlichen Versteinerungen des Werfener Schiefers vor. Innerhalb dieses Gesteins finden sich Kalk- und Dolomiteinlagerungen, zuoberst mergelige und zellige Gesteine und Gypse. Ueber diesen folgt der fossilreiche Muschelkalk von Recoaro mit den zwei Etagen Benecke's, — den *Encrinus gracilis*- und den Brachiopoden-Schichten. Mojsisovics vergleicht nun zunächst den Muschelkalk von Südosttirol mit jenem von Recoaro. In Südosttirol folgen über einander:

A) Schichten mit *Monotis Clarai.*
B) „ „ *Naticella costata.*
C) Rothe Sandsteine und Schiefer, rothe dolomitische Mergel und Conglomerate, stellenweise braun verwitternde, innen flimmernde Kalke und Pflanzenschiefer. Die rothen dolomitischen Mergel beherbergen die Muschelkalk-Cephalopoden von Valinferna, die braunen flimmernden Kalke jene von Dont; die Conglomerate gehen über in Brachiopoden führende Gesteine.
D) Eine nur local fehlende Dolomit- oder Kalkmasse, v. Richthofen's Mendoladolomit mit Cephalopoden von Muschelkalktypus und grossen Gastropoden.
E) Buchensteiner Schichten.

Bei Recoaro nun sind nach Mojsisovics die Glieder *A*), *C*), *D*), *E*) vorhanden, die Schichten mit *Naticella costata* (*B*) dagegen scheinen zu fehlen, dagegen liegt zwischen *A*) und *C*) im Vicentinischen der „Muschelkalk von Recoaro“, der in Südosttirol fehlt. Das Glied *C*), das bei Recoaro sehr mächtig ist, zeigt unten die braunen flimmernden Kalke und darüber rothe Sandsteine, schiefrige Mergel und Conglomerate, die letzteren nach Beyrich besonders im Tretto stark entwickelt. Diese oberen rothen Gesteine, der „Keuper“ der älteren Autoren, entsprechen ohne Zweifel dem in Südosttirol weit verbreiteten rothen schiefrigen Gesteine mit der Fauna von Valinferna, die wegen ihres innigen Anschlusses an die *Naticella costata*-Schichten, sowie wegen ihrer Färbung und geringen Mächtigkeit noch mit den Campilerschichten vereinigt wurden.

Der Muschelkalk von Recoaro ist also vergleichsweise eine sehr tiefe Abtheilung des alpinen Muschelkalkes; — ob die Vorkommnisse von Dont als eine höhere (mittlere) Abtheilung oder blos als eine abweichende Facies zu betrachten sind, bleibt unentschieden; die Stellung der Cephalopodenfauna von Valinferna ist ebenfalls unsicher, doch viel-

leicht gleich dem oberen Cephalopoden-Niveau von Reutte und Schreyeralm. Eine auffallende Thatsache ist das Fehlen der Schichten mit *Naticella costata.*[1])

Das Glied *D*) ist bei Recoaro weisser erzführender Kalk, der Kalk des Monte Spizze. An dessen Basis liegen blaue Kalkbänke, die von Richthofen's Südtiroler Virgloriakalk entsprechen und im Tretto nach Beyrich die vielbesprochene *Diplopora triassina Schaur.* führen. Auch im weissen Kalke darüber sind Diploporen nicht selten.

Ueber dem Kalke des Monte-Spizze folgt eine geringmächtige Schichtgruppe, die v. Mojsisovics unbedenklich für Buchensteiner Schichten erklärt. Rothe und graue Knollenkalke, gebänderte Kalke und grüne Steinmergel (sehr ähnlich *Pietra verde*) bilden die herrschenden Gesteine. Tuffige Zwischenlagen und Schmitzen sind häufig. Beyrich fand in diesen Schichten das wohl erhaltene Fragment eines Ammoniten, der mit *Trachyceras Reitzi* nahe verwandt, wenn nicht identisch ist. (Es ist das offenbar das seither von v. Mojsisovics beschriebene *Tr. Recubariense* und stammt aus rothem, knolligem Kalke von der Höhe des Spizze-Zuges zwischen Castagna und Caili.)

Wie im südöstlichen Tirol über den Buchensteiner Schichten die Lagermassen des Melaphyrs und der davon derivirten Gesteinsbildungen folgen, so finden sich bei Recoaro über den Buchensteiner Schichten ausgedehnte Lager von Porphyriten und Melaphyren in Verbindung mit geschichteten Tuffen als Repräsentanten der Wengener Schichten. Im Hangenden der Porphyre und Melaphyre als Basis der höher folgenden Massen des Hauptdolomites erscheint eine fortlaufende Zone zerfallender Dolomite, in deren oberem Theile sich weisse Oolithbänke finden, die ganz und gar mit Gesteinen übereinstimmen, welche in Südtirol an der Basis der Raibler Schichten häufig vorkommen. Auch Gyps findet sich in diesem Niveau. v. Mojsisovics zweifelt nicht, dass in dieser Abtheilung die Repräsentanten der Raibler Schichten enthalten sind. Den unteren Theil dieser dolomitischen Stufe kann man als Stellvertreter der Cassianer Schichten betrachten.

Wenn man die Spizzekalke zum Muschelkalke zählt, so erhält man für Recoaro nicht nur eine ausserordentlich reiche Gliederung des Muschelkalkes, sondern auch eine auffallend grosse Mächtigkeit desselben. Im grellen Gegensatze hiezu steht die bedeutend reducirte Mächtigkeit der höheren Glieder bis zu den Raibler Schichten. In Südosttirol, sowie im Bellunesischen herrschen die umgekehrten Verhältnisse: geringe Mächtigkeit des Muschelkalkes und ausserordentliches Anschwellen der darüber folgenden Schichtgruppen. (In Judicarien dagegen und in der östlichen Lombardei herrschen, was die Mächtigkeiten anbelangt, ganz ähnliche Verhältnisse wie bei Recoaro!)

[1]) Es sei gleich hier darauf hingewiesen, dass meines Erachtens die Naticellenschichten in den Werfener Schiefern zunächst unter dem Rauchwacken- und Gypshorizonte ihre Vertretung besitzen, wenn auch ihre Fauna nicht nachgewiesen ist. Ebenso scheint es mir ausser Zweifel zu sein, dass von einer scharfen Trennung der *Encrinus gracilis*-Schichten, der Brachiopodenkalke und darüberliegenden braunen flimmernden Kalke und vielleicht auch noch der Conglomerate und rothen Sandsteine nicht die Rede sein kann und dass diese Schichten alle zusammen dem Südosttiroler Gliede *C*) entsprechen, dessen Mächtigkeit und petrographische Ausbildung den allergrössten Schwankungen unterliegt.

v. Mojsisovics schliesst mit dem nochmaligen Hinweise darauf, dass Prof. Beyrich der erste war, der bei Recoaro das Vorhandensein einer mehrfach gegliederten Reihe zwischen Muschelkalk und Hauptdolomit constatirte und der die deckenförmige Lagerung der Eruptivgesteine im Niveau der Wengener Schichten erkannte.

Lepsius in seinem grossen Werke über das westliche Südtirol gibt neben Gesteinsuntersuchungen, die sich auf Recoarische Vorkommnisse beziehen, auch Mittheilungen über die Lagerung der Sedimente im Tretto bei Schio (in dem Capitel über Pechstein- und Glimmerporphyrite). Das hier über die Lagerungsverhältnisse bei S. Ulderico Gesagte ist ganz unrichtig. Da im Uebrigen die Kalke des Monte Spizze für Lepsius Esinokalke sind, so liegt die Hauptmasse der Eruptivgesteine im Raibler Niveau (vergl. l. c. pag. 87). Im ersten Punkte folgt ihm Gümbel, worüber man weiter unten nachsehen wolle.

Im Jahre 1878 habe ich selbst Gelegenheit gehabt, zum Zwecke der Aufnahmsarbeiten das Gebiet von Recoaro zu begehen. In einem vorläufigen Berichte über diese Aufnahmen (Verhandl. 1879) konnte als wesentlichstes Resultat die vollinhaltliche Bestätigung der Untersuchungen von Beyrich und v. Mojsisovics hervorgehoben werden. In dem zwischen Grödener Sandstein und Werfener Schiefer liegenden Kalkniveau wurde eine vielleicht als Bellerophon zu deutende Fossilspur, an der oberen Gränze der Spizzekalke wurden Gastropoden von Esinohabitus und in den daselbst auftretenden Kieselkalken und bunten Kalken wurden Daonellenbänke nachgewiesen.

Zur selben Zeit etwa besuchte Gümbel das Gebiet von Recoaro, hauptsächlich zu dem Zwecke, um das Verhältniss des pflanzenführenden unteren Sandsteines zu den pflanzenführenden Schichten von Neumarkt zu untersuchen. Es ist desshalb auch in der historischen Einleitung zu seiner, die Resultate dieser Untersuchung enthaltenden Arbeit (Sitzber. der math.-phys. Classe der bayr. Akad. 1879) insbesondere Alles, was sich auf die Pflanzenlager von Recoaro bezieht, zusammengestellt und hervorgehoben worden, und es möge für diese Details vorzüglich auf die Arbeit von Gümbel verwiesen sein. Das Hauptergebniss der Gümbel'schen Untersuchungen ist, dass sich sowohl in Bezug auf Gesteinsbeschaffenheit als auf Pflanzeneinschlüsse eine vollständige Uebereinstimmung des unteren Pflanzenlagers von Recoaro mit dem Pflanzenlager von Neumarkt ergab. Gümbel bezeichnet diesen Horizont fortan als alpinen unteren Voltziensandstein. Was die tieferen Etagen der Recoarischen Trias anbelangt, so bestätigt Gümbel im Uebrigen die Angaben früherer Autoren. Die krystallinischen Schiefer sind nach ihm als Phyllit zu bezeichnen. Eine genaue Untersuchung derselben wird mitgetheilt. Die sogenannten anthracitischen Einlagerungen in diesen Schiefern sind dem Lydit äusserst ähnliche schwarze Quarzite; auch gewissen silurischen Kieselschiefern gleichen sie ausserordentlich. Ueber dem Grundgesteine unterscheidet auch Gümbel tiefer rothe, höher weisse Sandsteine und Schieferthone, letztere als Lagerstätte der tiefsten Flora. Darüber folgen Bellerophonschichten[1]), sodann ein unten

[1]) Wenn Gümbel, pag. 13, sagt, dass v. Mojsisovics über dem Grödener Sandstein Kalk- und Dolomitbänke zu erkennen glaube, welche den Bellerophon-

vorherrschend gelb und grau, oben vorherrschend rothgefärbter Complex von Werfener Schichten, darüber Gypsmergel und Rauchwacke, weiter Muschelkalk in der Benecke'schen Gliederung, zuoberst (über den Brachiopoden) noch gelbe Dolomite und grauliche Mergel ohne Versteinerungen.

„Am wenigsten klargelegt und wohl auch am schwierigsten zu untersuchen ist bei Recoaro die Schichtenreihe über dem gelben Dolomitdache des Brachiopodenkalkes", sagt Gümbel (l. c. pag. 32). Er fand nahe oberhalb des Kahrs von Sasso di Limpia die Brachiopodenschichten des Muschelkalkes und nach geringer Unterbrechung in gleichförmiger Lagerung darüber bis zur Kalkwand des Monte Spizze rothes und gelbes eisenschüssiges und dolomitisches Gestein, sandige und tuffige Lagen von ähnlicher Färbung und echte Tuffmassen. Verfolgt man nun nach Gümbel das fortstreichende in der Richtung zur Alpe La Rasta, so kann man an der Kante der Weidefläche, die geradeauf zum Monte Spizze sich emporzieht, sehr bequem dieselbe Schichtenreihe wiederfinden, nur sind hier die Lagen sehr häufig und bereits fast vorherrschend tuffig. Dünngeschichtete Platten mit Hornsteineinschlüssen erinnern an die Buchensteiner Kalke. Schwarzes Augitgestein und thonige Porphyre liegen in so zahlreichen Brocken über die Gehänge ausgestreut, dass man diese Felsarten wohl als in der Nähe anstehend annehmen darf u. s. f. Sehr schwierig ist die Schichtfolge von dem einzeln stehenden Hause am Wege von Recoaro nach La Rasta aufwärts nachzuweisen. Es folgen hier über dem gelben dolomitischen Dachgesteine des Brachiopodenkalkes zunächst grünlichweisse, dünngeschichtete plattige Mergel und Schiefer, die umso mehr den Wengener Halobienschiefern sich vergleichen lassen, als neben denselben ganz charakteristische Pietra verde vorkommt. Graue tuffigsandige Lagen setzen die Schichten nach oben fort und werden von porphyrartigen, oft in bunte Thone veränderten Gesteinen durchsetzt. Hier tritt in der Nähe auch Pechstein zu Tage. Daneben zeigen sich intensiv rothe, wohlgeschichtete, Hornstein führende Lagen und viele rothe, graue und grünliche, sandigtuffige Schichten bis zu dem von einem Haufwerke weissen Kalkes überstürztem Felsenhange, der sich westwärts zu dem weissen Kalkriffe von La Rasta emporzieht, während ostwärts die Tufflagen und Eruptivmassen ununterbrochen bis zur Alpenweidefläche bei Chempele und weiter über Casare,

---

schichten ähnlich seien, so klingt das wohl so, als ob er die Richtigkeit dieser Ansicht in Zweifel stellen möchte und man ist daher einigermassen überrascht, pag. 27 zu finden, es scheine Gümbel selbst nicht zweifelhaft, dass diese Bänke von Kalk und Dolomit über dem unteren Pflanzenlager als Stellvertreter der Bellerophonkalke anzusehen seien. Noch überraschender sind einige der folgenden Behauptungen Gümbel's, insbesondere jene, dass v. Mojsisovics annehme, die rothen sandigen Schichten unter dem Spizzekalke seien identisch mit dem Keuper der lombardischen Geologen, während doch bei Mojsisovics, pag. 239, wörtlich zu lesen ist: „der „Keuper" der lombardischen Geologen ist etwas ganz Verschiedenes". Daraus geht zugleich hervor, dass Mojsisovics wahrscheinlich sogar gewusst hat, was die Aelteren, insbesondere Schauroth bei Recoaro „Keuper" genannt haben. Auf die Ansichten Gümbels bezüglich der Stellung des Spizzekalkes, von dem Gümbel pag. 40 erwähnt, dass Mojsisovics ihn für Mendoladolomit erklärt, diese Ansicht aber nicht weiter begründet habe (!) und auf die Gründe, welche Gümbel anführt, um diesen Kalk für Wettersteinkalk, resp. Schlerndolomit zu erklären, wird noch ausführlicher zurückgekommen werden müssen.

C. Stue, Creme und Glerchebe bis zum Monte Laste und Granmullon sich ausbreiten. Es scheint Gümbel nicht zweifelhaft, dass das erwähnte Kalkriff von La Rasta, dessen Kalk mit dem des Monte Spizze völlig übereinstimmt, nicht auf ursprünglicher Lagerstätte sich befinde, sondern in einer früheren, höheren Lage unterwaschen, jetzt herabgebrochen über relativ viel tieferen Schichten liege, als ihm seiner normalen Stellung nach zukommt. Dieser Kalk gehört in die Höhe und in das Niveau des Spizzekalkes. Die Tufflagen von La Rasta dagegen entsprechen den tieferen Schichten, die oben am Steilgehänge unter dem Monte Spizze erwähnt wurden; sie sind eine vorherrschend tuffige Facies derselben und gleichen nach Gesteinsbeschaffenheit und Lage den Tufflagen der Seisser Alpe und bei Sct. Cassian. Die hier mit einbrechenden Eruptivgesteine sind theils ähnliche Augitporphyre wie im Norden, theils aber sehr eigenthümliche echte Porphyre. Das Gestein des Monte Spizze ist weiss, führt nicht selten kleine Gastropoden, Crinoiden und Gyroporellen, welche der Species *multiserialis* anzugehören scheinen. Sehr ausgezeichnet ist hier die grossoolithische, sog. „Evinospongienstructur". Mineralgänge durchsetzen den Kalk. Sein Gesammtverhalten stimmt mithin vortrefflich mit der Stufe des Wettersteinkalkes und Schlerndolomites, so dass Gümbel kein Bedenken trägt, denselben (wie schon vor ihm Lepsius) damit in Parallele zu stellen. Dasselbe Gestein setzt auch in die benachbarten Kalkberge, deren unteren Aufbau bildend, fort und wird höher vom Hauptdolomit überlagert. Eine tuffige Zwischenlage zwischen beiden ist nicht überall wahrzunehmen, doch scheint sie stellenweise vorhanden zu sein. Die Ansicht v. Mojsisovics', der den Spizzekalk für einen Stellvertreter des Mendoladolomites erklärt, stützt sich nach Gümbel vielleicht auf die Beobachtung der Felsrippe des weissen Kalkes von La Rasta, die allerdings nahe oberhalb des Brachiopodenkalkes liegt, aber, wie Gümbel nachzuweisen versuchte, nur in verstürzter, secundärer Lage sich befindet.

Soweit die Mittheilungen Gümbels, die, wie man sofort erkennt, ausserordentlich verschiedene Resultate im Vergleiche zu denen der nächst vorhergehenden Beobachter, insbesonders was die höheren Schichtglieder betrifft, bringen. Zu dem letztangeführten Passus sei gleich bemerkt, dass jene vom Gümbel bekämpfte Anschauung von v. Mojsisovics über die Stellung des Spizzekalks sich allerdings nicht auf das, wie Gümbel selbst hervorhebt, schlecht aufgeschlossene Profil unter La Rasta, sondern auf zahlreiche bessere Aufschlüsse, vor Allem aber wohl auf die gesammten eingehenden Beobachtungen Beyrich's stützt. Es ist allerdings nicht zu leugnen, dass es vielleicht mit weniger Mühe gelingen würde, ein einheitliches Gesammtschema südalpiner Triasbildungen herzustellen, wenn man den Spizzekalk so ohneweiters für Schlerndolomit oder Esinokalk erklären dürfte; leider geht das aber vorläufig ohne Zwang nicht an, denn die zahlreichen früheren Beobachter stimmen darin überein, dass die Tuffe, Eruptivgesteine und Kieselkalke von La Rasta, Creme u. s. f. nicht unter dem Spizzekalke, sondern über demselben liegen und keineswegs mit dem unter dem Spizzekalke liegenden „Keuper" der älteren Autoren zusammengeworfen werden können. Gümbel dagegen hat den grossen Fehler

begangen, den sogenannten „Keuper“ an der Basis des Spizzekalkes, der gar nichts mit den Tuffen über diesem Kalke gemein hat, in directe Verbindung mit diesen Tuffen zu bringen und diese Tuffe geradezu nur für die Fortsetzung und „tuffige Facies“ jenes rothen Niveaus unter dem Monte Spizze zu erklären. Wenn nun Gümbel — allerdings in der Voraussetzung, diese Tuffe lägen unter dem Spizzekalke — selbst durch die kieseligen Schichten von La Rasta an Buchensteiner Kalke erinnert wird, und wenn er die Tuffe darüber für gleichaltrig mit jenen der Seisser Alpe erklärt, so liefert er ebenso viele Argumente, die gegen seine eigene Ansicht, der Spizzekalk sei Wettersteinkalk und Schlerndolomit, sprechen. Kann er ja doch selbst die tiefere Lage des Spizzekalks von La Rasta nur durch die gewungene Annahme erklären, derselbe sei eine verbrochene Masse. Mit den localen Verhältnissen nicht Vertraute könnten sich vielleicht an jene Gümbel'sche Stelle halten, in welcher er sagt, dass man die rothen und gelben Gesteine, die sandigen und tuffigen Lagen von ähnlicher Färbung etc., die man unter der Kalkwand des Monte Spizze finde, im Fortstreichen in der Richtung gegen La Rasta verfolgen könne und dass man an der Kante der Weidefläche, die geradeauf zum Monte Spizze sich emporzieht, sehr bequem dieselbe Schichtenreihe wiederfinden könne, nur seien die Lagen hier sehr häufig und bereits fast vorherrschend tuffig. Für mich geht aus dieser Stelle nur hervor, dass Gümbel an jener erwähnten Kante die über dem Spizzekalke liegenden Tuffe und Kieselkalke gewiss gesehen, auf eine Verbindung derselben mit den rothen Schichten unter dem Spizze aber nur geschlossen hat. Bei einem abermaligen Besuche von Recoaro im Jahre 1881 habe ich mir darüber Aufklärung zu verschaffen versucht, wieso es wohl gekommen sein mag, dass eine so anerkannte Autorität in der alpinen Geologie die verhältnissmässig klaren und einfachen Lagerungsverhältnisse bei Recoaro in der Art missdeuten konnte, wie das von Gümbel geschehen ist. Der Grund davon liegt evident in den schlechten Aufschlüssen des Gehänges zwischen Monte Spizze und La Rasta, in der linsenförmig an- und abschwellenden Mächtigkeit des Spizzekalkes und in einer kleinen Querstörung im oberen Theile des Grabens, durch den der Weg zur Rasta ansteigt. Da ich über diese Untersuchung bereits in Verhandl. 1881, pag. 273, berichtet habe, so sei hiemit darauf verwiesen. Die Autorität Gümbel's und die Schlüsse, die er aus seinen Beobachtungen zieht, haben mich genöthigt, auf diese Streitfrage einzugehen, deren Auftauchen übrigens leicht hätte vermieden werden können, wenn Gümbel berücksichtigt hätte, dass seit Maraschini bis auf die neueste Zeit Niemand zwischen dem Muschelkalke von Recoaro und dem Spizzekalke im Niveau des Recoarischen sogenannten „Keupers“ eine deckenförmige Einlagerung von Tuffen und Eruptivgesteinen beobachtet hat und dass unter allen Beobachtern, keinen einzigen ausgenommen, vollkommenste Uebereinstimmung herrschte über die Schichtfolge bis in den weissen Kalk des Monte Spizze hinauf. Nicht ein Einziger hat bis auf Gümbel die rothen Schichten unter dem Spizze mit dem Eruptivniveau über dem Spizzekalke, das den älteren Beobachtern als Intrusivmasse galt, seit Beyrich aber in seiner wahren Stellung erkannt wurde, in Verbindung zu bringen gesucht. Schon die Ansicht, die Maraschini

(Tab. I) vom Monte-Spizze gegeben, könnte man als Widerlegung der Gümbel'schen Mittheilungen anführen.

Einige Mittheilungen, welche sich auf Recoaro beziehen, findet man auch in T. Taramelli's neuester Arbeit: Geologia delle Provincie Venete. Memoria premiata. Rom 1882. Auf pag. 63 theilt der Autor mit, dass er beschlossen habe, die Bellerophonschichten für permisch zu halten und die Basis der Trias in die „*arenarie variegate*", und zwar präcis in jene „*arenaria oolitica*" zu verlegen, welche im Val Sugana und bei Recoaro *Chemnitzia gracilior Schaur.* und *Pleurotomaria triadica Ben.* führt und über welcher nach Taramelli erst die Fossilien der Werfener Schichten erscheinen sollen. Diese neue aber keineswegs glückliche Idee wird auf pag. 73 weiter ausgesponnen; Taramelli übersieht also vollständig, dass alle sicheren Nachrichten, welche man über die Lagerung dieser Gastropodenoolithe innerhalb der Serie der Werfener Schiefer besitzt, seiner Annahme geradezu widersprechen. Die Zutheilung des Schauroth'schen „Keupers" von Recoaro zum Muschelkalk, sowie der darüber folgenden Diploporenkalke zum Buchensteiner Niveau (!?) findet Taramelli's Beifall nicht, ohne dass derselbe indessen, wie es scheint, in der Lage wäre, eine eigene Meinung über die Stellung dieser Schichten abgeben zu können (man vergl. pag. 76).

Auf Seite 192 gibt Taramelli ein Profil, welches die Recoarischen Triasablagerungen in der Richtung Mondonuovo—Rovegliana—Monte Spizze—Fongara—Monte Laste schneidet. Darnach existiren auf der Höhe von Rovegliana Augitporphyre und Wengener Tuffe, sowie „Cassianer Dolomit", welchen Ausdruck Taramelli offenbar für den Spizzekalk gebraucht. Thatsächlich kommen aber diese beiden Schichtcomplexe auf der Höhe von Rovegliana nicht mehr vor; das wäre indessen wohl nebensächlich, aber es zeigt dieses Profil zugleich, dass für Taramelli der Spizzekalk über den Wengener Schichten liegt und hierin stimmt er mit Gümbel überein; leider jedoch findet sich bei Taramelli keine Stelle, aus welcher man mit Sicherheit ersehen könnte, ob er bei Recoaro überhaupt, wenigstens was diese höheren Ablagerungen betrifft, eigene Beobachtungen gemacht oder ob er lediglich sein Profil nach den Angaben Gümbels zusammengestellt hat. Die eigenen Mittheilungen, welche Taramelli über die Serie zwischen Muschelkalk und Hauptdolomit bei Recoaro gibt, sind äusserst spärlich und man darf vielleicht die Vermuthung aussprechen, dass seine Arbeit nicht wesentlich geschädigt worden wäre, wenn er gerade in diesem Punkte auch einige Mittheilungen „fremder" Geologen aus neuerer Zeit, beispielsweise jene von E. v. Mojsisovics (Verhandlungen 1876), von mir (ebenda 1879) und von Baron Foullon (Mineral. Mittheilungen von Tschermak 1880) berücksichtigt hätte.

2. Stratigraphischer Theil.

1. Das Grundgebirge.

Das tiefste der zu Recoaro aufgeschlossenen Bildungen sind Schiefergesteine, die nach ihrer Beschaffenheit in Stache's Quarzphyllitgruppe einzureihen sind. Von Gümbel sind sie neuestens

genauer untersucht und im Allgemeinen als Phyllite bezeichnet worden. Trotzdem sie eine sehr gleichförmige Beschaffenheit besitzen, sind schon den ältesten Beobachtern eine beträchtliche Anzahl von Gesteinsabänderungen aufgefallen, von denen eine „anthracitführende" Ausbildung von jeher als wichtigste hervorgehoben worden ist. Diese anthracitischen Varietäten oder Einlagerungen werden speciell von Pirona, l. c. pag. 1137, mit den schwarzen Schiefern, die in Carnien an der Basis der Steinkohlenformation liegen, verglichen. Gümbel erkannte in ihnen schwarze Quarzite vom Aussehen des Lydits, ähnlich gewissen silurischen Kieselschiefern. Eruptivgesteine durchsetzen auf Schritt und Tritt die Phyllite ebenso wie die nächsthöheren Etagen.

2. Grödener Sandstein (*gres rosso particolare* und Metassit Maraschini's; Unterer Buntsandstein Schauroth's und Pirona's).

Auf dem Thonglimmerschiefer liegen nahezu allenthalben Sandsteine, welche man mit vollster Berechtigung den Grödener Sandsteinen Südtirols gleichstellen kann. Nur ganz local scheinen sich an ihrer Basis grobe Conglomerate aus Schiefergebirgsfragmenten, also von verrucanoartigem Charakter, einzustellen; von Schauroth wurden solche im Val dell' Orco unterhalb Santa-Giuliana (gegen 1 Meter mächtig), von Pirona im benachbarten Val Calda, von Pasini (cit. bei Pirona) im Val di Mondonuovo nachgewiesen. Nach Schauroth gehen diese Conglomerate in den auflagernden Sandstein über, was auch Pirona bestätigt und desshalb das Grundconglomerat für innig verbunden mit den folgenden Sandsteinen ansieht. Quarzporphyre, welche — als Analoga der in diesen tiefsten Sedimenten auftretenden Bozener Porphyre Südtirols — auf älteren Karten auch für das recoarische Gebiet angegeben wurden, existiren, wie schon Beyrich erkannte, daselbst nicht. Es ist das allerdings umso auffallender, als dieselben noch in dem nicht allzuweit entfernten Val Sugana in ansehnlichen Massen auftreten.

Die eigentlichen, ebenfalls durch keine auffallende Mächtigkeit ausgezeichneten Grödener Sandsteine des Gebietes bestehen in der Regel aus einer unteren, gröbere Gesteine aufweisenden und vorherrschend düsterroth gefärbten, und aus einer höheren, vorherrschend hellfarbigen bis weissen, dabei mit schiefrigmergeligen Schichten wechsellagernden Abtheilung. Erstere ist bisher vollkommen petrefactenleer geblieben. In der höheren Abtheilung dagegen stellen sich die ersten organischen Reste und zwar Pflanzen ein, als kohlige Schmitzen und hie und da sogar besser erhaltene vegetabilische Fragmente. Sie waren schon Maraschini bekannt, der als Fundort Giausse anführt. Auch Schauroth erwähnt derselben und führt daraus *Palissya Massalongi Schaur.* von Val Prack an. Pirona hebt hervor, dass diese oberen hellgefärbten Schichten des Grödener Sandsteines überall leicht kenntlich seien und insbesondere durch ihre Kohlenspuren und Pflanzenreste auffallen. Die hier begrabene Flora ist insbesondere von Massalongo ausgebeutet und von Zigno studirt und beschrieben worden. Eine Revision hat sie in der mehrfach citirten Arbeit von Gümbel erfahren. Es wurde schon erwähnt, dass Gümbel diesen Pflanzenhorizont als

alpinen unteren Voltziensandstein bezeichnet. Seine Pflanzenreste stammen von drei verschiedenen Stellen, aus dem Val del Prack (dem alten Fundorte Schauroth's und Massalongo's), von oberhalb der Königsquelle und von unterhalb Santa-Giuliana. Gümbel hebt hervor, dass diese Pflanzenlager in jeder Hinsicht auf das Vollkommenste mit jenen von Neumarkt, Tramin, Montan und Bozen übereinstimmen. Die von Gümbel mitgebrachten Reste wurden von Prof. Schimper untersucht und bestimmt. Es hat sich überdies als Resultat dieser Untersuchungen eine vollständige Uebereinstimmung dieser Flora von Neumarkt—Recoaro mit der von Heer beschriebenen Flora von Fünfkirchen in Ungarn herausgestellt. Eine Uebersicht der zu Recoaro gefundenen Arten möge (nach Gümbel) hier folgen:

Calamites spec. (incl. *Equisetites Brongniarti* (?) Ung. bei Zigno).
Baiera digitata Brongn. (die Art stammt ursprünglich aus dem Kupferschiefer).
Cordaites? spec. oder *Yuccites? spec.*
Aethophyllum spec.? (*Aeth. Foetterleanum Zigno*).
Voltzia Massalongi v. Schaur. spec. (*Palissya* bei Schauroth = *Voltzia hungarica Heer.*) die häufigste Art. Nach Schimper auch noch im Pflanzenlager des Brachiopodenkalks.
Voltzia vicentina Mass. spec.
Albertia (*Haidingera Massal.*) *Schaurothiana Massal.* häufig.
Ullmannia Geinitzi Heer. häufig.
Carpolithes hunnisus Heer.
Verkieselte Coniferenhölzer, an *Araucarites* sich anschliessend.

Ausser diesen Pflanzenresten erwähnt Gümbel des Vorkommens kleiner Fischschuppen in diesem Horizonte.

3. **Bellerophonkalk** (*Prima calcarea grigia* oder Zechstein Maraschini's).

Ueber dem „alpinen unteren Voltziensandsteine“ von Recoaro folgt in völlig concordanter Lagerung eine bis zu mehreren Metern mächtige Masse von Kalk. Derselbe ist durchwegs von hellgrauer Farbe und von fast allenthalben sofort in die Augen fallender feinblasigoolithischer Structur. Es ist dies die *„prima calcarea grigia“* oder der „Zechstein“ Maraschini's und jenes Niveau, welches nach den übereinstimmenden Anschauungen von v. Mojsisovics und Gümbel dem Bellerophonkalke von Südosttirol gleichzustellen ist. So petrefactenreich dieser sich aber erwiesen hat, so petrefactenleer ist nach allen bisherigen Beobachtern sein Vertreter bei Recoaro. Absolut petrefactenleer ist er aber doch keineswegs, das beweist ein vielleicht auf Bellerophon zu beziehender Durchschnitt, den ich zu Spanesetta nordöstlich ober Recoaro sah; im Jahre 1881 beobachtete ich in dem einen der vom Monte Spizze gegen Recoaro herabziehenden Gräben in diesem Niveau ebenfalls einzelne Petrefactendurchschnitte, sowie ausgewitterte feingerippte Schalenfragmente; am Eingange zum Val Creme, und zwar an dessen rechter Seite, woselbst in einem Seitengraben diese Schichten gut aufgeschlossen sind, fand sich endlich ein Steinkern, der gewiss als Bellerophon angehörend zu deuten

ist; er stammt von einer der unvollkommen symmetrischen Formen (*subgen. Stachella*) her. Wenn auch schon aus stratigraphischen Gründen an der Uebereinstimmung des in Rede stehenden Kalkcomplexes mit den Bellerophonschichten nicht gezweifelt werden kann, so liefern diese, wenn auch bisher spärlichen Petrefactenfunde doch vielleicht eine nicht ganz unerwünschte Bestätigung für die gedachte Parallelisirung. Sie sind auch desshalb von Interesse, weil sie weitab liegen von den typischen reichen Fundorten des Bellerophonkalkes. Gleichzeitig repräsentiren sie die ersten und ältesten marinen Organismen im Gebiete des recoarischen Trias.

4. Werfener Schiefer (*secondo gres rosso o gres screziato* Maraschini's; oberer Buntsandstein Schauroth's, Röthdolomit Benecke's).

Aus dem Bellerophonkalke von Recoaro entwickelt sich ganz allmälig gegen aufwärts der Werfener Schiefer. Ein vollständiger Uebergang aus dem einen in das andere Niveau und zwar durch Wechsellagerung von Kalkbänken vom Aussehen des Bellerophonkalks mit Gesteinen des unteren Werfener Schiefers, die zugleich die bekannte Fauna dieser Schichten zu führen beginnen, ist an mehreren Orten deutlich und klar zu beobachten, insbesondere an dem Höhenrücken zwischen Val Calda und Val Fredda nordwestlich oberhalb der Kirche Santa-Giuliana.

Die untersten Werfener Schichten sind hier auffallend kalkreich, zum Theile von sehr heller Farbe im frischen Bruche, angewittert rostgelb, unlösbare Petrefacten in Durchschnitten zeigend; dazwischen liegen dünnplattigere, mehr mergelige Schichten voll Petrefacten, deren Oberfläche einen grünen oder rostbraunen Beschlag besitzt; das Gestein hat etwas tuffartiges an sich; ähnliche Schichten sind an der Basis des Werfener Schiefers im Val Centa bei Levico (Val Sugana) aufgefunden worden; sie kommen aber auch im Grödener Thale und zwar zwischen St.-Ulrich und dem Eingange zur Pufelser Schlucht in ganz gleicher Ausbildung vor. Es sind das offenbar jene Schichten des Werfener Niveaus, die Pirona speciell vom Rücken zwischen Val Calda und Val Mallonga (von der Localität „le Ramaise" und ober Marendaore) hervorhebt, die nach ihm kalkig und dünngeschichtet und deren zahlreiche Petrefacten (er führt an *Posidonomya Clarai*, *Myacites fassaensis*, *Pleurophorus Goldfussi*, *Mytilus eduliformis*, *Pecten Alberti* etc.) an ihrer Oberfläche durch Chlorit dunkelgrün gefärbt sind. Auch Gümbel hat die hier erwähnten Aufschlüsse besucht und vergleicht die hier besprochenen Schichten mit ihren glauconitischen grünen Streifchen und Fleckchen mit ähnlichen Vorkommnissen in den „Seisserschichten" oberhalb Kaltern. In der Sammlung der k. k. geologischen Reichsanstalt liegen aus diesen Schichten folgende von Recoaro (von den angegebenen Punkten oberhalb Marendaore) stammende Fossilien: *Posidonomya* (*Avicula*) *Clarai Buch.*, *Myacites fassaensis Wissm.*, *Myophoria ovata Br.* und *Myoconcha* (*Pleurophorus*) *Thielaui Stromb.*

Wo diese soeben besprochenen Schichten, die jedenfalls den tiefsten Niveaus des Werfener Schiefers von Recoaro angehören, nicht entwickelt (oder nicht aufgeschlossen) sind, besteht die untere

Abtheilung des Werfener Schiefer-Complexes aus vorherrschend gelbgrau gefärbten, ziemlich kalkreichen, nur geringe Beimengungen von Glimmer enthaltenden, oft in grossen Platten brechenden Mergeln, auf deren Schichtflächen hie und da neben den überall in diesen untersten Lagen häufig auftretenden *Myacites fassaensis* und *Myoconcha Thielaui*, besonders zahlreich *Pectines* (*cfr. P. Fuchsi Hauer*) zu finden sind. Diese unteren gelbgrau gefärbten, plattigen Abtheilungen der Werfener Schiefer sind übereinstimmend an der Basis des Spizzezuges sowohl, als am Zuge von Rovegliana zu finden und im Val Rotolon liegt unmittelbar über diesem Niveau eine Bank eines zersetzten Eruptivgesteins (ob ein Lagergang?), über welchem einige oolithische Bänke und sodann die oberen, vorherrschend roth gefärbten Werfener Schiefer folgen. Diese Oolithe innerhalb des Complexes der Werfener Schichten (die anderwärts übrigens weit typischer entwickelt sind) treten auch in den Gräben südlich von Recoaro auf, sind hier schon von Maraschini beobachtet worden, während Schauroth ihre Fauna sammelte, die vorherrschend aus *Turbonilla gracilior*, *Natica cfr. turbilina* und *Tapes subundata* besteht. Letztgenannte Bivalve scheint zu Recoaro in diesen Bänken vorzuherrschen, Benecke wenigstens citirt von da *Myophoria ovata Br.* und *Tellina Canalensis Cat.*, wozu zu bemerken ist, dass die erstere Art nicht zusammenfällt mit der von Schauroth angeführten *Myophoria ovata Goldf. spec.*, und dass Benecke geneigt ist, Schauroth's *Tapes subundata* für eine Abart der *Tellina Canalensis Cat.* zu halten, obschon sie auch von *Myophoria ovata Br.* schwer zu unterscheiden ist. Die Abbildung der *Tapes subundata* bei Schauroth Tab. II, Fig. 7 (1855) ist indessen von *Myophoria ovata Br.* bei Benecke l. c. Tab. V, Fig. 4 recht wohl unterscheidbar. Schauroth selbst vertritt in seiner zweiten Arbeit über Recoaro die Ansicht, dass *Tapes subundata* vielleicht nur als extrem kurze Form von *Tellina Canalensis Cat.* zu betrachten sei. Es dürfte sich als Ausweg aus diesen Schwierigkeiten vielleicht empfehlen, den Namen *Tapes subundata Schaur.* für die aus den Oolithbänken des Werfener Schiefers von Recoaro stammende Form vorläufig beizubehalten, da mit demselben denn doch ein ganz bestimmter Begriff verbunden werden kann. In den Oolithbänken des Prechelegrabens oberhalb Recoaro ist die Schauroth'sche Art sehr häufig.

Der hangendere Complex des Werfener Schiefers ist vorherrschend roth gefärbt, dünnbankig, plattig und schieferig, durch Glimmer- und Sandbeimengungen ausgezeichnet. Während an zahlreichen anderen Punkten erst in diesem oberen Horizonte die reichste Petrefactenführung eintritt, ist derselbe zu Recoaro auffallend petrefactenarm und bietet kaum mehr als einzelne Exemplare des *Myacites fassaensis Wissm.* Von der sonst in diesen oberen Lagen auftretenden Gastropoden- und Cephalopodenfauna ist bisher bei Recoaro meines Wissens nicht eine Spur gefunden worden, wesshalb v. Mojsisovics auch a. a. O. bemerkte, die Naticellenschichten scheinen hier zu fehlen. Abgesehen davon, dass sich in neuerer Zeit einige Belege dafür gefunden haben, die Naticellenschichten für eine blosse Facies der Werfener Schiefer zu halten, welche in allen Horizonten derselben auftreten kann, würde auch jene Ansicht Berechtigung haben, welche zunächst in den oberen,

rothgefärbten, glimmerigsandigen, petrefactenarmen Lagen der Werfener Schiefer eine Vertretung der Naticellenschichten anderer Regionen erblicken möchte und das umso mehr, als zu Recoaro wie anderwärts (insbesondere in Judicarien und in der östlichen Lombardei über den hier petrefactenreichen und normal entwickelten, Gastropoden und Cephalopoden führenden oberen Werfener Lagen) als oberste Decke des gesammten Werfener Schiefer-Complexes eine Masse von Rauchwacken- oder Zellenkalk mit local entwickelten Gypsen auftritt. Dieser zweite kalkige Horizont des Gebietes von Recoaro ist insbesondere für die Cartirung von einiger Wichtigkeit, da er, meist eine ziemlich scharfe Kante bildend, an den Gehängen hervorzutreten pflegt. Auch das Vorhandensein dieses Kalkes als wohlausscheidbares Niveau war bereits Maraschini bekannt. Ebenso wie er, haben alle späteren Beobachter den Zellenkalk und Gyps als oberstes Niveau der Werfener Schiefer übereinstimmend aufgefasst. Gypse sind in diesem Niveau bekannt im Val Rotolon westlich von Recoaro, am Höhenrücken von Rovegliana im Osten von Recoaro und nach Pirona auch im Val Storti, hier aber nicht in Schichten, sondern in unregelmässigen Anhäufungen (amassi), in denen sich oft bipyramidale Quarzkrystalle finden. Am Ostabhange des Rückens von Rovegliana im oberen Thalgebiete von Mondonuovo wird der Gyps abgebaut.

Wie aus dem Mitgetheilten hervorgehen dürfte, unterscheidet sich die Entwicklung des Werfener Schiefers von Recoaro durchaus nicht wesentlich von jener, welche aus den benachbarten Regionen bekannt ist. Das Nichtvorhandensein der Naticellenfauna kann kaum als eine wesentliche Verschiedenheit betrachtet werden; von dieser Abweichung abgesehen, ist die Uebereinstimmung eine vollständige. Die obere und untere Grenze ist ebenso scharf fixirt wie in Südosttirol oder in Judicarien. Die bisher aus diesen Schichten von Recoaro bekannt gewordenen Arten sind im Vorangehenden bereits nach den Verzeichnissen von Schauroth und Benecke angeführt worden. Es bleibt nur hinzuzufügen, dass Lepsius l. c. pag. 42 neben *Avicula Venetiana Hauer* auch *Naticella costata* als zu Recoaro vorkommend anführt; er bemerkt dabei, dass dieselbe in den Muschelkalk hinaufgehe. Im paläontologischen Anhange, pag. 353, erwähnt er dagegen des Vorkommens der *Naticella costata* zu Recoaro nicht und beschreibt pag. 354 die daselbst im Muschelkalke vorkommende Form als *N. semicostata nov. spec.*

5. Muschelkalk.

Für Maraschini war Muschelkalk die Schichtgruppe seiner „*seconda calcarea grigia*“ zwischen Rauchwacke und Gyps im Liegenden und dem „*terzo gres rosso*“ (Keuper seiner Nachfolger) im Hangenden. In dieser Auffassung sind ihm die späteren Beobachter bis Beyrich und v. Mojsisovics gefolgt. Erst v. Mojsisovics hat den Begriff „Muschelkalk“ für Recoaro beträchtlich ausgedehnt und dessen obere Grenze bis zu den oberhalb des weissen Spizzekalkes folgenden Schichten verschoben; er begreift daher unter Muschelkalk nicht nur die früher als solcher betrachteten unteren petrefactenreichen Niveaus, sondern

auch noch den „Keuper“ und den darüber folgenden hellen Kalk bis zum Beginne des Auftretens von Tuffen und Eruptivmassen. Alle diese Glieder folgen in vollkommen concordanter Ueberlagerung über einander, eines geht in das andere über, nirgends lässt sich eine vollkommen scharfe Grenze ziehen und nur die allerdings scharf genug hervortretenden lithologischen Eigenthümlichkeiten der aufeinanderfolgenden Gruppen geben Anhaltspunkte, um drei Schichtcomplexe unterscheiden zu können, einen unteren mergeligkalkigen, einen mittleren sandigschieferigen und einen oberen reinkalkigen; der erste entspricht dem eigentlichen Muschelkalke von Recoaro im Sinne der älteren Autoren (incl. der petrefactenleeren Kalke im Hangenden der Brachiopodenschichten), der zweite dem „Keuper“ v. Schauroth's und Pirona's, der dritte den hellen Kalken des Monte Spizze. Im Nachfolgenden sollen diese drei Schichtgruppen getrennt behandelt werden.

a) Unterer Muschelkalk von Recoaro (*seconda calcarea grigia* Maraschini; *Encrinus gracilis*- und Brachiopoden-Schichten nebst höheren versteinerungsleeren Kalken Benecke's, die v. Mojsisovics mit den Kalken von Dont vergleicht).

Die reiche Literatur der Triasablagerungen von Recoaro ist bekanntlich vorzugsweise eine Literatur des daselbst auftretenden Muschelkalkes. Eine weitere Unterabtheilung dieses Muschelkalkes in engerem Sinne wurde bereits in der Arbeit Maraschini's angedeutet, welcher drei Lagen, von denen die beiden untern Conchylien führen, unterschied. Auch Schauroth trennt, wenn auch nicht völlig scharf, ein vorherrschend Bivalven führendes, ein vorherrschend Brachiopoden führendes und ein oberstes fossilleeres Niveau. Die Unterscheidung der fossilreichen Etagen in zwei getrennte Niveaus ist insbesondere in seiner jüngeren Arbeit schärfer durchgeführt. In seiner älteren Arbeit, pag. 522, findet man folgenden Vergleich mit ausseralpinen Vorkommnissen: Der Muschelkalk von Recoaro, soweit er versteinerungsreich ist, entspricht dem deutschen Wellenkalke; die höheren Schichten desselben, die nur noch einzelne Fossilien führen, fallen dem mittleren deutschen Muschelkalke zu und die versteinerungsleeren oberen plattigen Kalke im Liegenden des „*terzo gres rosso*“ oder „Keupers“ sind äquivalent dem oberen Muschelkalke Deutschlands.

Pirona unterscheidet scharf mehrere Abtheilungen des Recoarischen Muschelkalkes, und zwar eine untere vorherrschend mergelige und bivalvenreiche, in welcher insbesondere *Encrinus gracilis* dominirt; eine mittlere vorherrschend kalkige, mit der von Zigno beschriebenen Flora und zahlreichen Brachiopoden; und eine oberste, fossilleere, bestehend aus tabakbraunen, zähen Kalken.

Benecke gliedert den Muschelkalk von Recoaro folgendermassen:

1. Zu unterst dünnschichtige, unebene, wulstige, graue Kalke, gelblich verwitternd und mit geradschiefrigen Mergeln wechselnd als Hauptlager des *Encrinus gracilis*, dessen Horizont mit der unteren Hälfte des deutschen Wellenkalkes parallelisirt wird. Ueber diesem Niveau des *Encrinus gracilis* folgen

nochmals bunte Mergel. Sie sind beispielsweise oberhalb Rovegliana am Wege nach Mondonuovo zu beobachten, wo der Weg gleich hinter einem Heiligenbilde auf der Wasserscheide zwischen Agno und Leogra am Fusse der Mergel hinläuft. Rothe und graue Farben wechseln hier, und sie ziehen als zweites buntes Band, durch die 15—20 Meter mächtigen *Encrinus gracilis*-Schichten von dem Röthdolomit (Werfener Schiefer) geschieden, an den Gehängen hin. An anderen Stellen sind sie nicht deutlich. Schauroth erwähnt dieselben nicht[1]). Die Mächtigkeit derselben ist unbedeutend und Fossilien scheinen darin zu fehlen. Ueber ihnen beginnen.

2. die Brachiopodenkalke mit *Encrinus liliiformis* und Pflanzenresten. *Gervillia costata* und *Spirigera trigonella* gehen am weitesten hinauf.

3. Das oberste Glied des Muschelkalkes bilden Kalke mit rothbrauner Verwitterungskruste, die an 20 Meter mächtig sind.

Der Brachiopodenkalk entspricht nach Benecke dem deutschen oberen Wellenkalk, vielleicht auch noch Aequivalenten jüngerer Glieder zwischen Wellenkalk und Keuper.

E. v. Mojsisovics hebt, nachdem er die Grenzen des Recoarischen Muschelkalkes gegen oben um ein Bedeutendes erweitert hat, hervor, dass demzufolge der „Muschelkalk von Recoaro" im engeren und älteren Sinne vergleichsweise eine sehr tiefe Abtheilung des Muschelkalkes überhaupt repräsentiren müsse.

Die Mittheilungen von Gümbel stimmen sehr genau mit jenen von Benecke überein.

Wie sich aus der Uebereinstimmung der voranstehend mitgetheilten Gliederungen unter einander ergibt, sind vorzugsweise drei Schichtgruppen in dem eigentlichen Muschelkalke von Recoaro (der älteren Autoren) zu unterscheiden, von welchen die beiden unteren durch ihren grossen Fossilreichthum seit jeher bekannt und berühmt sind. Die Unterschiede in der Fauna dieser beiden unteren Horizonte lassen sich bekanntlich dahin präcisiren, dass im unteren Niveau (des *Encrinus gracilis*) Brachiopoden zu fehlen scheinen, während dieselben in dem höheren Niveau in Massen auftreten. Insbesondere *Spirigera trigonella* und *Terebratula vulgaris* sind hier sehr häufig. Oft erscheinen sie in verkieseltem Zustande, und das ganze Vorkommen entspricht aufs Genaueste einer Facies, welche sich viel höher in den sogenannten „gelben Kalken und Oolithen" des Monte Baldo und der judicarischen Gebirge wiederholt. Die Gesammtfauna des Muschelkalkes von Recoaro ist bereits oben nach den Arbeiten v. Schauroth's und Benecke's aufgezählt worden, und es mag desshalb hier nur noch der Flora kurz gedacht werden, welche sich nach der neuesten Bearbeitung von Schenk auf 2 Arten reducirt:

Taxodites Saxolympiae Zigno und
Voltzia Recubariensis Massal.

[1]) Die hier von Benecke erwähnte Localität zwischen Rovegliana und Mondonuovo entspricht offenbar dem Capitello della Commenda. Die von Schauroth Krit. Verz., pag. 321, angeführten Thonschichten des unteren Muschelkalkes, aus denen *Myophoria vulgaris* u. a. A. stammen, bilden das unmittelbare Liegende jener bunten Mergelzone.

Auf pag. 86 seiner Abhandlung macht Schenk zudem auf die grosse Aehnlichkeit der *Voltzia Recubariensis* mit *Voltzia* (*Arauc.*) *agordica Unger* aus den rothen Sandsteinen des Val Imperina bei Agordo aufmerksam, meint jedoch, dass eine Identität der beiden Arten ihres verschiedenen geologischen Niveaus wegen kaum anzunehmen sei. Schon E. v. Mojsisovics hat (Dolomitriffe pag. 436) darauf hingewiesen, dass, nachdem die Pflanze von Agordo thatsächlich im stratigraphischen Niveau der *Voltzia Recubariensis* vorkommt und nicht in älteren Schichten, wie früher angenommen wurde, einer Identificirung dieser beiden Voltzien wohl kein Bedenken mehr im Wege stehen könne.

Die Flora des Muschelkalkes von Recoaro scheint übrigens keineswegs auf eine Bank oder auf wenige Bänke des Brachiopoden-Horizontes beschränkt zu sein, sondern durch die gesammte Mächtigkeit dieser Schichten durchzugehen und sich wohl auch schon in dem tieferen *Encrinus gracilis*-Niveau zu finden. So beobachtet man im Val Asnicar oder Val Lichelere südwestlich von Recoaro sehr tief unten an der linken Thalseite knollige Gesteine mit pflanzenführenden Mergelzwischenlagen. Die Fauna scheint hier keine Brachiopoden zu enthalten, sondern nur grosse Chemnitzien (*Ch. scalata Schoth. sp. cfr.*), Naticellen, myacitenartige Bivalven, daneben in demselben Gesteinsstücken die Voltzien. Der Lagerung nach, sowie nach der Fauna würde man geneigt sein, diese Schichten für das *Encrinus-gracilis*-Niveau zu halten. Es ist aber die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, dass hier verstürzte Partien vorliegen. Desto sicherer gehen pflanzenführende Lagen bis über die obersten fossilleeren, braun verwitternden Deckengesteine des Brachiopodenkalkes hinaus und bilden das unmittelbare Liegende der höher folgenden grellroth gefärbten sandigschieferigen Gebilde, und stellenweise sogar, wo letztere zu fehlen scheinen, das Liegende der dunklen fossilführenden Kalkbänke an der Basis des hellen Spizzekalkes. Ersteres ist der Fall im obenerwähnten Val Asnicar, und zwar hoch oben an dessen rechter Thalseite, ferner am Wege von Recoaro zur Alpe La Rasta, und besonders schön zu constatiren an dem prachtvollen Aufschlusse unter dem Absturze des Monte Spizze im Angesichte von Recoaro; letzterer Fall scheint vorzukommen in den südlicheren Aufschlüssen des Val Orco im Tretto. Hier sind auch Kohlenschmitzchen in jenen Schichten zu finden. Bestimmbare Pflanzenreste habe ich allerdings in diesen höheren Lagen nirgends gesehen. Verräth sich schon in diesem Durchgehen pflanzlicher Einschwemmungen die Zusammengehörigkeit aller dieser Schichten bis nahe unter die Basis des Spizzekalkes, so bezeugt dieselbe auch der weitere Umstand, dass es stellenweise schwer wird, irgend eine bestimmte Grenze zwischen den typischen Brachiopodenkalken und den höher folgenden petrefactenleeren Schichten zu ziehen. Solche petrographische Uebergänge vom Brachiopodenkalke in jene höherliegende Kalkmasse, die von Mojsisovics mit den Kalken von Dont vergleicht, sind besonders oberhalb Recoaro am Anstiege zum Monte Spizze und im Val Asnicar zu constatiren. In der grossen Anhäufung von Blöcken unterhalb des Monte Spizze (*Sassolimpia*) findet man sowohl Trigonellenkalke von der gewöhnlichen grauen Farbe und knolligen Beschaffenheit, als auch solche, welche ein gröber knolliges Gefüge und die braune Verwitterungs-

farbe der „Dontkalke" annehmen. Im Val Asnicar beobachtet man an der rechten Seite nahe unter der durchziehenden Felswand des Spizzekalkes in enger Verbindung mit den bereits erwähnten pflanzenführenden Lagen von gleicher Beschaffenheit wie jene, die unter der Spizzewand über den „Dontkalken" liegen, knollige Gesteine von bunter Färbung, die dadurch hervorgerufen wird, dass die einzelnen grauen Knollen in einer Mergelmasse liegen, welche die braungelbe Verwitterungsfarbe jener „Dontkalke" besitzt. Diese Gesteine führen hier noch einzelne Exemplare der *Terebratula vulgaris* und der *Spirigera trigonella*[1]), liegen jedenfalls über der Hauptmasse der auch hier mächtig entwickelten Brachiopoden- und „Dontkalke" und erinnern in ihrem Aussehen aufs Lebhafteste an die in Judicarien im gleichen Horizonte so verbreiteten bunten Knollenkalke von Ponte di Cimego und anderen Localitäten. Ein Anhaltspunkt mehr, um alle diese Gesteine zusammen als ein einziges Niveau zu betrachten. Auch die Zwischenschichten der judicarischen Aequivalente haben ja die Voltzien von Recoaro und Agordo geliefert. Wir sind also wahrscheinlich berechtigt, in dem bisher betrachteten eigentlichen Muschelkalke von Recoaro (im Sinne der älteren Autoren) eine Vertretung des unteren Muschelkalkes von Judicarien und der östlichen Lombardei zu erkennen, und es gewinnt den Anschein, als ob Aequivalente des oberen judicarischen Muschelkalkes (Z. des *Cerat. trinodosus* und *Balatonites euryomphalus* erst über jener Gesammtmasse des Recoarischen Muschelkalkes im älteren Sinne zu suchen seien. Aber auch zwischen den obersten petrefactenarmen Schichten desselben, den „Dontkalken" v. Mojsisovics' und dem nächstfolgenden Niveau rother sandigmergeliger Gesteine („Keuper" der älteren Autoren) existirt anscheinend keine einigermassen scharfe Grenze, wie sogleich gezeigt werden soll, und wenn diese nächstfolgenden Schichten hier getrennt behandelt werden, so geschieht es aus Zweckmässigkeitsgründen mit besonderer Rücksicht darauf, dass man früher gerade in diesen Schichten ein vom Muschelkalke hinreichend geschiedenes, jüngeres Schichtglied erblicken zu können glaubte.

b) Mittleres Niveau des Muschelkalkes von Recoaro (*terzo gres rosso* oder Quadersandstein Maraschini's — Keuper bei Schauroth und Pirona — von E. v. Mojsisovics mit den Schichten von Val Inferna verglichen).

Wenn dieses Niveau hier als „mittlerer Muschelkalk" oder als „Val Inferna-Schichten" bezeichnet ist, so soll das nur ein Nothbehelf sein, weil kein präciser Name dafür existirt und weil es sich kaum empfehlen dürfte, einen eigenen Localnamen dafür zu erfinden, indem dasselbe kaum in einiger Verbreitung nachweisbar, sondern vielmehr in dieser Ausbildung auf die Trias von Recoaro beschränkt zu sein scheint. Hier sind diese Schichten allerdings von einiger, wenn auch nur localer Bedeutung. Ihre Mächtigkeit ist im Allgemeinen eine geringe, beträgt zumeist nur einige Fuss und scheint sich stellenweise auf ein kaum mehr nachweisbares Minimum zu reduciren (unteres Val Orco im Tretto),

[1]) Schon Benecke beobachtete, dass *Spirigera trigonella* zu denjenigen Formen gehört, welche bei Recoaro am weitesten hinaufgehen.

in selteneren Fällen (Monte Enna) aber auch recht beträchtlich zu werden. Die besten Aufschlüsse dieser Schichten, was speciell die Verbindung mit ihrem Liegenden und ihrem Hangenden anbelangt, gibt der Nordabsturz des Monte Spizze. Ueber den ansehnlich mächtigen „Dontkalken“ folgen hier zuerst einige graulich weisse, sandig glimmerige Bänke mit Pflanzenspuren, sodann die rothen sandigen Mergel des „Keupers“ und regelmässig darüber einige Bänke von splitterigen, mergeligen, zum Theil knolligen, dunkelgrauen Kalken, welche nach oben ganz allmälig in den hellen Kalk des Monte Spizze übergehen. Weiterhin gegen Westen scheint unterhalb La Rasta und noch mehr im Val Asnicar der rothe, sandige Horizont sehr reducirt zu sein, mächtiger und allenthalben deutlich aufgeschlossen ist er wieder im Monte Lichelere und Monte Sorove; unter den Abstürzen der Cima Campobrum nehmen seine Schichten ein dolomitmergelartiges Aussehen an. Sehr beachtenswerth sind seine Verhältnisse zu den nächst tieferen Schichten in den Aufschlüssen des Monte Enna und des Tretto. Am Monte Enna und zwar an den Südgehängen oberhalb Torrebelvicino, hat es den Anschein, als ob oberhalb einer Kalkstufe, welche man wahrscheinlich als Vertretung des Rauchwackenniveaus zwischen Werfener Schiefern und Muschelkalk anzusehen hat, ein bunter Wechsel von gelben, zerfressenen und rauchwackenartigen kalkigen, rothen sandigen und breccienartigen Gesteinen folgen würde; mitten in diesem Complexe scheint das *Encrinus gracilis*-Niveau zu liegen. Zuoberst, bis unter die Felsen des die Kuppe bildenden hellen Spizzekalkes reichend, entwickelt sich in mächtiger Masse das grellrothe mergelig sandige Gestein des hier besprochenen Horizontes. Auch östlicher, besonders im Süden unterhalb der Spizzekalk-Klippe bei Rossi im Tretto, liegen zunächst, wie am Spizze selbst, die rothen sandigen Schichten, sowie gelbe sandig schiefrige und conglomeratische Gesteine, erst noch tiefer stösst man auf die *Encrinus gracilis*-Schichten u. s. f. Man bemerkt also, dass sich gegen Osten hin Conglomerate einstellen, die dem eigentlichen Gebiete von Recoaro fehlen. Besonders wichtig sind in dieser Beziehung die Aufschlüsse des Val Orco im Tretto, der tief eingerissenen engen Schlucht zwischen S. Ulderico und S. Rocco. An der linken Thalseite südlich unterhalb S. Rocco hat man hier unter dem hellen Spizzekalke und den seine Basis bildenden grauen Kalkbänken mit *Gyroporella triassina*, ohne dass das rothe sandige Niveau als solches vorhanden zu sein scheint, zunächst sandige schiefrige, grau gefärbte Kalkmergelbänke mit Kohlenschmitzen, Pflanzenspuren und seltenen Bivalven und Gastropoden (*Myophoria spec.*, *Chemnitzia spec.*); das Gestein erinnert am meisten an jene Bänke, die zwischen den „Dontkalken“ und dem rothen Gesteine an der Basis des Monte Spizze liegen. Unter diesen Schichten folgen sofort gröbere und feinere Conglomerate in ansehnlicher Mächtigkeit; sie sind reich an theilweise sehr grossen Blöcken heller Kalke, in welchen hie und da Petrefactendurchschnitte sich zeigen; im Liegenden der Conglomerate folgen hellgraue und gelbe rauchwackenartige und mergelige Bänke, die wohl die Brachiopodenkalke vertreten mögen; darunter erscheint ein wenig mergeligtuffiges rothes Gestein und sodann wohl entwickelt und petrefactenreich wie immer der Horizont des *Encrinus gracilis*.

Weiter thalaufwärts steigt man wieder in hangendere Schichten empor. Hier trifft man über dem Conglomerate die rothen Schichten bereits an. Man dürfte wohl der Wahrheit ziemlich nahe kommen, wenn man in diesen rothen Schichten in Verbindung mit den Conglomeraten eine locale Entwicklung sieht und wenn man die Hauptmasse der über den typischen Brachiopodenkalken sich einschaltenden Complexe von so stark wechselnder Mächtigkeit, also die „Dontkalke“, die rothen sandigen Ablagerungen und die mit beiden in Verbindung stehenden, hie und da mächtig auftretenden, meist aber ganz fehlenden Conglomerate, welche Schichtgruppen überdies ziemlich regellos zu wechsellagern scheinen, zusammen nur als ein einziges Niveau auffasst, dessen Mächtigkeit und Beschaffenheit wohl mit Sicherheit von vielfach schwankenden littoralen Einflüssen abhängig gewesen sein mag und das als Ganzes als die oberste Partie des unteren Muschelkalkes von Recoaro anzusehen sein dürfte.

Ueber die Fossilführung der rothen Schichten, die zumeist die obersten Lagen dieses Complexes bilden, ist nahezu nichts bekannt. Nur Benecke erwähnt, dass er unter dem Monte Spizze darin ein Plättchen, bedeckt mit einer gervilliaähnlichen Muschel, gefunden habe.

c) Oberes Niveau des Muschelkalkes von Recoaro (graue Kalke mit *Gyroporella triassina Schaur. spec.* und weisse Kalke des Monte Spizze; — Jurakalk bei Maraschini und Schauroth; obertriassischer Kalk bei Pirona und Benecke; nach v. Mojsisovics Virgloriakalk und Mendoladolomit von Richthofens; Esinokalk bei Lepsius; Wettersteinkalk und Schlerndolomit Gümbels.)

Wie schon die voranstehende Synonymie erkennen lässt, hat der weisse Kalk des Monte Spizze bei Recoaro, das hervorstechendste Element innerhalb der gesammten tieferen Trias des Gebietes, eine ungemein verschiedenartige Deutnng erfahren. Es gibt ausser tieferem Muschelkalke kaum ein Kalkniveau in der alpinen Trias, mit dem er nicht parallelisirt worden wäre. Im Allgemeinen ist er aus einem verhältnissmässig jungen stratigraphischen Niveau fortdauernd in ein immer älteres hinabversetzt worden, bis er mit v. Mojsisovics zu oberem Muschelkalke geworden ist. Erst in der neuesten Zeit haben einige Beobachter, insbesondere Lepsius und Gümbel, wieder den entgegengesetzten Weg eingeschlagen. Von den ältesten Autoren sind diese Kalke übrigens zumeist nur wenig berücksichtigt worden. Ein erster sehr wichtiger Fortschritt in der Deutung derselben ist durch Pirona geschehen, welcher sich etwas eingehender mit ihnen beschäftigte und auf pag. 1152 seiner Arbeit die Kalke des Monte Spizze, Monte Sorove, Monte Lichelere, Monte Enna, Monte Civellina u. a. m. für bestimmt verschieden von den Dolomiten mit *Megalodus triqueter* und für älter als diese erklärte. Er hebt zugleich hervor, dass die von Schauroth als *Chaetetes triassinus* bechriebenen Fossilien des Tretto, welche mit *Gastrochaena obtusa Stopp.* übereinstimmen, in diesen Kalken ihre Lagerstätte haben. Beyrich (bei Mojsisovics l. c.) constatirte das Vorkommen der *Diplopora pauciforata* in den dunklen Kalken an der

Basis des Spizzekalkes im Tretto [1]) und wies nach, dass auch in den höheren weissen Kalken dieses Niveaus Diploporen nicht selten seien.

Das Verhältniss der dunklen Kalke mit der Schauroth'schen Dactylopore zu den darüber liegenden mächtiger entwickelten hellen Kalkmassen ist am besten im Tretto zu beobachten, und hier wieder im Nordflügel, an jenem Zuge von Spizzekalken, die aus dem oberen Val Orco knapp nördlich an S. Ulderico vorbei gegen Westen ziehen, und insbesondere unterhalb der Häusergruppe Rossi eine scharfe Klippe bilden; ferner an der Südseite des Monte Enna und ebenso an vielen Stellen der Kette des Monte Spizze und Monte Lichelere. Am Monte Lichelere liegen über den rothen sandigen Gesteinen und unter den hellen Kalken des Gipfels, regelmässig zwischen beide eingelagert einige graue, splitterige Bänke mergeliger Kalke mit unbestimmbaren Bivalven und Gastropodendurchschnitten. In demselben Niveau beobachtet man diese Gesteine unter der Wand des Monte Spizze; sie sind hier ebenfalls grau gefärbt, splittrig im Bruche, zum Theil auch knollig, und führen Gastropoden- und Bivalvendurchschnitte (*Loxonema-* oder Chemnitzia- und Natica-artige Formen). Nach oben gehen sie in den hellen Spizzekalk über. An dieser Stelle habe ich keine Dactyloporen darin gesehen, dagegen kann man östlich unterhalb des Spizzegipfels bei der Häusergruppe südwestlich oberhalb Peserico in Wiesenmauern zahlreiche Blöcke grauen Kalkes voll Gyroporellen sammeln, die wohl höchst wahrscheinlich der Art und dem Niveau nach jenen Gyroporellenschichten unter dem Spizzekalke entsprechen werden. Die besten Aufschlüsse für diese Schichten bietet das Tretto bei Schio. Sehr schön sieht man das Verhältniss dieser Schichten zum überlagernden hellen Spizzekalke südlich unterhalb Rossi; hier treten neben den Gyroporellen auch grosse Rasen von thamnasträenartigen Korallen auf. Die Ortschaft S. Ulderico scheint direct auf diesen Schichten zu stehen; in der Umgebung findet man in Steinhaufen zahllose Blöcke erfüllt von den Gyroporellen, daneben andere von gleichem Gesteinscharakter mit Thamnasträen, Bryozoën, Gastropoden, Bivalven und Brachiopodenspuren. Gleich nördlich ausserhalb des Ortes zieht der hier sehr reducirte Zug des Spizzekalkes durch. Am vielversprechendsten für paläontologische Ausbeute sind die Aufschlüsse dieses Niveaus im Val Orco. Auch hier überzeugt man sich selbst bei geringem Zeitaufwande, dass diese grauen Lagen unter dem Spizzekalke voll Petrefacten sind; grosse Thamnasträenrasen stechen vor Allem hervor, daneben finden sich Bivalven (gerippte Aviculen oder Pectines, glatte Pectines, *Myophoria cf. vulgaris*), Gastropoden (Natica spec., hochgethürmte Chemnitzien wie unter dem Monte Spizze), auch ein Bruchstück eines *Nautilus*. Das Gestein dieses Niveaus besitzt hier theilweise die täuschendste Uebereinstimmung mit jenen charakteristisch ausgebildeten Lagen in Judicarien und in der Lombardei, in welchen die reiche Fauna des *Ceratites trinodosus* und *Balatonites euryomphalus* auftritt und ist in Handstücken absolut nicht davon zu unterscheiden. Der Uebergang aus diesem Gesteine in die höherliegenden hellen Kalke ist ein voll-

---

[1]) Gümbel Abh. bayr. Akad. XI, pag. 277, hat für die Art aus diesem Niveau den Namen *Gyr. triassina Schaur. spec.*

ständiger, wenn auch ziemlich rasch vor sich gehender. Auch jene hellen Kalke selbst sind an vielen Punkten (Monte Enna, Monte Montenaro, Monte Civellina, Monte Spizze [1]) selbst u. s. f.) ganz erfüllt von grösseren und kleineren Dactyloporidenresten, ihre Struktur ist sehr oft eine riesenoolithische oder evinospongienartige, ihre Reinheit eine ausserordentlich grosse. Andere Petrefacten sind selten, hie und da sind Gastropodendurchschnitte, Korallen, Crinoiden-Zerreibsel ausgewittert, aber nur an einer Stelle, am Südabhange des Monte Spizze, oberhalb Fongara (Fantoni) gelang es mir im Jahre 1878 einen Block zu finden, der ganz erfüllt war von grossen, auslösbaren, glattschaligen Chemnitzien und Naticeen von Esinohabitus.

Reicher gestaltet sich das organische Leben da, wo die obersten Lagen des Spizzekalkes in rothbunte, grellgelbe, stellenweise auch breccienartig gefleckte Gesteine übergehen, welche hie und da Hornsteinausscheidungen, theilweise auch verkieselte Petrefacten-Auswitterungen, sowie unregelmässige tuffige Einschlüsse zeigen und eine Art Uebergang in die nächstfolgenden Hornstein- und tuffreichen Schichten zu bilden scheinen. Es gehören hieher insbesondere jene Vorkommnisse bunter Gesteine am Südabhange des Monte Spizze oberhalb Fongara, welche schon Pirona, wenn auch nicht als petrefactenführend, bekannt waren; ganz übereinstimmende Ausbildungsweise herrscht an der oberen Grenze des Spizzekalkes in den zahlreichen Einrissen der Alpenweiden von Campogrosso und Camposilvano im Gebiete des oberen Val Arsa bereits auf österreichischem Territorium.

Die bunten Gesteine oberhalb Fongara sind insbesondere reich an Daonellen, die hier, wie überall, meist zu ganzen Bänken gehäuft erscheinen und sowohl weisse, als gelbe und rothe und selbst bunte Gesteine von breccienartigem Aussehen erfüllen. Ausserdem erscheinen hier Pectines und zwar Formen mit glatter, solche mit scharf und fein concentrisch gestreifter und solche mit gerippter Oberfläche, kleine Avicula-Arten, grosse Naticeen, zahlreiche und theilweise reichverzierte Rhynchonellen z. Th. von St. Cassianer Habitus (*Rh. aff. quadriplecta Mstr.*) sowie andere Brachiopoden, daneben kleine Ammoniten u. s. f. Durchschnitte grösserer Cephalopodenformen bemerkt man wohl hie und da, sie sind aber mit dem Gesteine untrennbar verbunden, nur ein einziges Exemplar eines

Arpadites ex aff. A. Arpadis Mojs.

gelang es theilweise blosszulegen. In den entsprechenden bunten Kalken des Campogrosso sind ebenfalls Auswitterungen von Rhynchonellen, und auch von Korallen zu beobachten, daneben hie und da schöne Pectines sowie eine sehr sonderbare glatte Bivalve, die wohl Lima zunächst stehen mag. Bei hinreichendem Zeitaufwande wären hier gewiss sehr schöne Funde zu erzielen.

Diese bunten oberen Lagen des Spizzekalkes mit ihren Daonellen und Ammoniten sind kaum scharf von dem nächsthöheren Niveau bunter hornsteinreicher Kalke und Tuffe zu trennen, ja es scheint sogar,

---

[1]) Am Pian delle Fugazze zwischen Valle dei Signori und Vallarsa nach Lepsius westl. Südtirol, pag. 87.

als ob beide Ausbildungsformen einander gegenseitig vertreten würden, denn sie scheinen einander gegenseitig auszuschliessen. Bevor jedoch diese hornsteinreichen Schichten besprochen werden, muss noch eines eigenthümlichen Umstandes gedacht werden, das ist die schwankende Mächtigkeit des Spizzekalkes, sowie seine damit in engstem Zusammenhange stehende, stellenweise scheinbar unregelmässige Grenze gegen oben.

Wenn man die Aufschlüsse des Spizzekalkes im Fortstreichen verfolgt, so fällt sehr bald die Thatsache auf, dass dieselben keineswegs die Schichtköpfe einer überall gleichmächtigen deckenförmigen Masse von Kalk bilden, sondern vielmehr die Ausbisse eines Kalkcomplexes darstellen, dessen Mächtigkeit von Profil zu Profil oft in ausserordentlich auffälliger Weise wechselt und sozusagen linsenförmig an- und abschwillt. So ist der nördliche Spizzekalkzug des Tretto auffallend schwach entwickelt und wird erst gegen Westen etwas mächtiger; der Spizzekalk des Monte Enna zeigt eine ansehnlichere Mächtigkeit; weit auffallender aber sind diese Unregelmässigkeiten im Zuge des Monte Spizze selbst. In dem aus dem Agnothale westwärts sich erhebendem Rücken von Castagne-Caili ist die Mächtigkeit dieses Kalkes keine übermässig grosse; in dem hervorragenden Gipfel des Monte-Spizze selbst dagegen erhebt sie sich anscheinend sprungweise und plötzlich zu einer sehr bedeutenden, um sich gegen Westen abermals so rasch zu reduciren, dass sie in dem Graben östlich der Kuppe La Rasta nahezu verschwindet; unter dieser Kuppe selbst schwillt sie wieder ein wenig an, um dann in ähnlicher Weise mit bald zunehmender, bald abnehmender Stärke weiter in den Monte Lichelere und Sorove fortzusetzen. Es liegt nun der Gedanke gewiss sehr nahe, diese wechselnde Mächtigkeit einfach einer nach erfolgter Ablagerung des Spizzekalkes eingetretenen Unterbrechung in der Sedimentirung und Denudation der bereits vorhandenen obersten Lagen zuzuschreiben. Diese Erklärungsweise scheint aber aus mehreren Gründen hier nicht anwendbar zu sein. Einmal müsste sich doch die ausgewaschene Oberfläche des Spizzekalkes in ganz anderen Formen präsentiren, als das der Fall ist; es müssten unregelmässige Denudationsflächen existiren, in denen dann die nächstfolgenden Sedimente ausfüllend liegen würden; es dürfte sodann auch keinerlei Concordanz der Schichtung zwischen den obersten Lagen des Spizzekalkes und den nächstjüngeren Ablagerungen bestehen, oder doch müssten sich häufiger Discordanzen und Nebenlagerungen zeigen. Diese Voraussetzungen treffen aber keineswegs zu; unregelmässige Auswaschungen fehlen und überall, wo die Ueberlagerung der Spizzekalke durch die hangenderen Hornsteinkalke und Tuffe beobachtet werden kann, mag die Mächtigkeit des Spizzekalkes eine sehr grosse oder mag dieselbe auf das Minimum reducirt sein, lässt sich eine völlig übereinstimmende Schichtstellung beider Gebilde und eine regelmässige Ueberlagerung beobachten, ja gerade dort, wo die Mächtigkeit des Spizzekalkes die geringsten Dimensionen zeigt, wo also die vorangegangene Auswaschung am tiefsten hinabgegriffen haben und desshalb die Unregelmässigkeit am grössten sein müsste, pflegt die regelmässige Ueberlagerung durch die jüngeren Schichten am klarsten und vollkommensten zu sein, während an Stellen, wo das linsenförmige Anschwellen des Spizzekalkes die Höhepunkte erreicht, die Ueberlagerungsverhältnisse allerdings meist nicht so klar

hervorterten, zunächst schon aus dem Grunde, da an solchen Stellen zugleich die Schichtung des Spizzekalkes sich mehr und mehr verliert und das Gestein klotzig und massig wird. Endlich wäre es doch sonderbar, wenn durch die Denudation, falls eine solche nach Ablagerung des Spizzekalkes gewirkt haben sollte, dieses Niveau nicht an irgend einer Stelle gänzlich durchnagt worden wäre, so dass die zunächst abgelagerten Sedimente auf irgend einem liegenderen Schichtgebilde zum Absatze hätten gelangen können. Das ist aber nirgends beobachtet worden. Wenn man überhaupt gelten lässt, dass es gewisse Bedingungen gibt, unter welchen Sedimente nicht, wie es ja allgemein als Regel gelten muss, vollkommen deckenförmig abgelagert werden können, wenn man also theoretisch die Möglichkeit der Bildung von mehr oder weniger linsenförmig oder ganz unregelmässig sich aufbauenden Gebilden zugibt, so dürfte die Schichtmasse des Kalkes vom Monte Spizze als ein solchen Verhältnissen entsprechender Fall gelten und es scheint mir desshalb kaum über die beobachteten Thatsachen hinausgegriffen zu sein, wenn angenommen wird, der Kalk vom Monte Spizze sei ein coralligenes Sediment im weiteren Sinne, oder präciser, eine riffartig gebildete Kalkmasse und wenn auch nicht ein Korallriff, so doch ein Dactyloporenriff in der Auffassungsweise, in welcher man auch von Nulliporen- oder Lithothamnienriffen spricht. In der That bilden Dactyloporen die Hauptmasse seiner erkennbaren Bestandtheile, aber auch der von grösseren Organismen anscheinend freie Kalk ist ein eminent organogenes Gestein, das sich ganz und gar aus organischem Zerreibsel bestehend erweist, wie schon zumeist die Verwitterungsflächen zeigen. Dass die Oberfläche derartiger (im weitesten Sinne) coralligener Sedimente nicht vollkommen eben wie eine Tafel gedacht werden kann, da ja in ihrer Entstehungsweise der Gegensatz zu den rein mechanischen Absätzen liegt, darüber braucht kein Wort verloren zu werden; ist man demnach durch die Natur und das Auftreten solcher Gebilde zu dem Schlusse gelangt, dass man in denselben thatsächlich derartige gewissermassen abnormal gebildete Sedimente vor sich habe, so werden gewisse Unregelmässigkeiten an der oberen Grenze derselben gegen die zunächst überlagernden Schichten, welche sich ja in allen solchen Fällen von Ueberlagerung nothwendig einstellen müssen, die einmal gewonnene Anschauung kaum mehr zu stören im Stande sein. Gerade die Grenzenverhältnisse zwischen Spizzekalk und den nächstjüngeren Schichten bieten meiner Ansicht nach ein ganz besonders ausgezeichnetes Beispiel der Ueberlagerung von organogenen Kalkmassen durch regelmässig geschichtete Sedimente. Wie schon erwähnt, wird durch die bunten, petrefactenreichen Gesteine, die sich hie und da in den obersten Spizzekalken einstellen, eine Art Uebergang zu den bunten Hornsteinkalken und Tuffen des zunächst zu besprechenden Horizontes vermittelt.

Es sei der Vollständigkeit wegen nur noch auf die erzführende Eigenschaft des Spizzekalkes hingewiesen, mit welcher sich aus naheliegenden Gründen vorzugsweise italienische Geologen beschäftigt haben. Man vergleiche darüber insbesondere die Angaben von Pirona, l. c. pag. 151 ff.

6. Buchensteiner Kalke und Tuffe.

Die geringmächtige, von allen älteren Beobachtern übersehene Schichtgruppe ist ihrer Petrefactenführung wegen von besonderem Interesse. Beyrich hat die Verhältnisse dieser Schichten zuerst studirt und die ersten Nachrichten darüber finden sich in der mehrfach citirten Mittheilung von E. v. Mojsisovics. Derselbe sagt, dass über den Kalken des Monte Spizze eine wenig mächtige Schichtgruppe von rothen und grauen Knollenkalken, gebänderten Kalken und grünem Steinmergel (sehr ähnlich Pietra verde), von tuffigen Schmitzen und Zwischenlagen folge, welches System unbedenklich für ein Aequivalent der Buchensteiner Schichten erklärt werden könne. Beyrich fand darin ein Ammonitenfragment, das dem *Trachyceras Reitzi* zu entsprechen scheint. Die wesentlichste Charakteristik dieser Schichten ist durch voranstehendes Citat gegeben. Es darf nur hinzugefügt werden, dass dieses Niveau im gesammten Bereiche der Trias von Recoaro allenthalben über dem Spizzekalke und zwischen diesem und dem höher folgenden mächtigeren Systeme von Tuffen und Eruptivgesteinen als eine Art Uebergangsgebilde nachweisbar ist und dass die lithologischen Charaktere dasselbe gleichmässig mit den tieferen und höheren Schichten verbinden. Die bunten Kalke und petrefactenreichen Gesteine, speciell Daonellenbänke an der oberen Grenze des Spizzekalkes sind ihrerseits eng damit verknüpft, vielleicht sogar direct als stellvertretende Facies der eigentlichen Hornsteinkalke dieses Niveaus zu betrachten, da diese gerade an solchen Stellen zu fehlen oder minimal entwickelt zu sein scheinen (Südabhang des Spizze und Alpenweiden des Campogrosso), an welchen jene bunten oberen Niveaus des Spizzekalkes nachgewiesen sind. Typische Lagen von Pietra verde treten insbesondere im Tretto in diesen hornsteinreichen Lagen der Buchensteiner Schichten auf, auch weisse Tufflagen erscheinen in denselben, auf welche hier allenthalben gebaut wird, um weisse feuerfeste Thone daraus zu schlemmen. Der Knollenkalk des Tretto selbst ist zumeist blassroth gefärbt und im Val Orco stellenweise ganz erfüllt von Durchschnitten kleiner Conchylien, die aber aus dem Gestein nicht zu gewinnen sind. Schon im Jahre 1878 gelang es mir, ausser den Daonellenbänken der oberen bunten Spizzekalke auch solche im eigentlichen Buchensteiner Kiesel- und Knollenkalke zu finden; im Jahre 1881 habe ich solche in diesem Niveau an zahlreichen Stellen beobachtet, so dass man sagen kann, Daonellen seien in diesen Schichten ganz allgemein verbreitet. Die Art aus den bunten Spizzekalken wurde von E. v. Mojsisovics mit der *Daonella parthanensis* des obersten Muschelkalkes verglichen. Abgesehen von den Daonellen sind die Buchensteiner Kiesel- und Knollenkalke des eigentlichen Gebietes von Recoaro äusserst arm an Petrefacten, wovon man sich am besten bei Begehung der Höhen des Monte Lichelere überzeugen kann; hier bestehen die Wegmauern und Weidegrenzen fast ausschliesslich aus den plattigen Gesteinen dieses Niveaus und doch ist man kaum im Stande, mehr als einzelne Spuren organischer Reste darin aufzufinden. Dasselbe gilt von den benachbarten Aufschlüssen bei Casa Creme. Besser liegen die Verhältnisse im Tretto. Hier gelang es mir,

nahe nördlich von S. Ulderico, in den am Fahrwege nach der Häusergruppe Palle gut aufgeschlossenen und flach gegen Norden fallenden Hornsteinkalken und festen kieseligen Tuffen dieses Niveaus nicht nur Daonellen, sondern auch Cephalopoden von sehr guter Erhaltung aufzufinden. Eine Anzahl solcher, aus gleichen Gesteinen desselben Niveaus der Umgebung des Val Orco stammend, wurde ferner vom Sammler M. de Pretto in Schio acquirirt, so dass E. v. Mojsisovics in seinem grossen Werke über Triascephalopoden der mediterranen Provinz folgende Arten aus diesen Schichten anführen und beschreiben konnte:

Arpadites trettensis Mojs. (l. c. pag. 54, Tab. LXXXI., Fig. 4.) San Ulderico.

Trachyceras recubariense Mojs. Aus rothen knolligen Kalken zwischen Castagna und Caili oberhalb Recoaro (der erste Fund von Beyrich); — ausserdem im Tretto. (Sonst bei Prezzo.)

Trachyceras Curionii Mojs. Tretto. (Ausserdem im Val Trompia.)

Trachyceras margaritosum Mojs. (l. c. pag. 127, Tab. LXXXII, Fig. 1.) Val Orco und San Ulderico im Tretto (auch von Lavone im Val Trompia bekannt).

Hungarites Mojsisovicsi (Boeckh) Mojs. San Ulderico (auch von Sagor in Krain).

Daonellen wurden, wie schon hervorgehoben, an zahlreichen Stellen theils einzeln, theils bankweise gefunden. Es möge eine Zusammenstellung von Fundstellen derselben hier folgen: Im Val Orco und nördlich (Cephalopodenfundort), sowie westlich von S. Ulderico (unterhalb Casa Soglio) im Tretto; auf der Höhe von La Rasta bei Recoaro und im Val Asnicar (Lichelere) bei Recoaro; auf dem Monte Lichelere und in der Umgebung von Casa Creme im oberen Val d'Agno di Creme; endlich westlich oberhalb Monte Fontana d'oro an dem Höhenrücken zwischen Val Leogra und Val Posina in den Einrissen der Alpenweiden unterhalb der Dolomitwände des Pasubio.

Ferner fand sich bei Casa Creme in diesen Schichten der Abdruck eines Schalenfragmentes mit an *Monophyllites Wengensis* erinnernder Sculptur; am Monte Lichelere das Bruchstück einer *Arcestes*; an mehreren Stellen, z. B. im Val Asnicar, wurden eigenthümliche glatte Brachiopoden der Gattung *Rhynchonella* oder *Spirigera*, an Hallstätter Formen erinnernd, gesammelt; endlich, sowohl im Tretto, als bei Recoaro, eigenthümliche kleine, halbkugelige, stark concentrisch gewellte Bivalven, die man, wären sie nicht so hoch gewölbt, für Halobienbrut halten möchte.

Ein allmäliger Uebergang, der keine feste Grenze zu ziehen gestattet, verbindet diese Schichten, die durch ihren Kiesel- und Tuffgehalt charakterisirt sind, mit der nächsthöheren Schichtgruppe, welche ganz aus einer ansehnlich mächtigen Masse von deckenförmig gelagerten Eruptivgesteinen und deren Tuffen aufgebaut ist.

7. Tuffe, Melaphyre und Porphyrite von Recoaro (Wengener Schichten nach E. v. Mojsisovics).

Es ist bereits hervorgehoben worden, dass Beyrich zuerst das deckenförmige Auftreten von Eruptivgesteinen [1]) in Verbindnng mit Tuffen bei Recoaro erkannte. Von allen früheren Beobachtern, soferne diese den Eruptivgesteinen ihre Aufmerksamkeit zugewendet hatten, waren diese Gesteine als Gänge und intrusive Massen betrachtet worden, und das Auftreten von Tuffen war ihnen überhaupt unbekannt geblieben. Mit der petrographischen Untersuchung der hieher gehörigen Gesteine hat sich ausser Lasaulx und Lepsius insbesondere Baron Foullon beschäftigt. Da die Arbeiten der beiden erstgenannten Autoren von Foullon eingehend berücksichtigt worden sind, ist es wohl gestattet, sich an die von ihm erreichten Resultate zu halten. Erwähnt sei nur, dass Lepsius die Hauptmasse der Eruptivgesteine dieses Niveaus als „Mikrodiabase und Nonesite" bezeichnet und dieselben dem Raibler Niveau gleichstellt. Auf seine, sowie auf die Mittheilungen Gümbel's über diese Gesteine wird später noch genauer eingegangen werden müssen.

Nach Baron Foullon sind die deckenförmig vorkommenden Eruptivgesteine des Gebietes von Recoaro Melaphyre und Diabasporphyrite, sowie wahre Porphyrite, ja auch der Quarzporphyr des Thalgebietes von Posina dürfte aller Wahrscheinlichkeit nach diesem Niveau zufallen. Die wenigen untersuchten Tuffe führen ebenfalls Quarz. Die mit den Eruptivgesteinsdecken und den Tuffen, wie es scheint, in genetischem Zusammenhange stehenden, innerhalb der unteren Trias stock- oder gangförmig auftretenden, ausserordentlich zahlreich vorkommenden und theilweise ausgedehnte Dimensionen einnehmenden Eruptivmassen erwiesen sich nach Foullon als Porphyrite, nur einzelne Gänge von geringeren Dimensionen bestehen auch aus Basalten, sowie jene über das Eruptivniveau der Tuffe hinaufreichenden, im Hauptdolomite erscheinenden Gänge durchaus aus solchen zu bestehen scheinen; ihr Zusammenhang mit den Tertiärbasalten von Vicenza-Verona ist wohl als sicher zu erachten [2]). Bei den Aufnahmen im Felde fallen — abgesehen von diesen weit jüngeren Basaltgängen — insbesondere drei Typen triassischer Eruptivgesteine auf, die im Ganzen den Unterscheidungen Foullon's entsprechen: die schwarzen basaltähnlichen Melaphyre und Diabasporphyrite; die oft grellroth gefärbten und Magnesiaglimmer führenden Porphyrite der Eruptivdecken; und die düsterfarbigen Porphyrite der Stöcke und Gänge. Die Aufschlüsse sind in dem Horizonte der Eruptivdecken und Tuffe leider fast durchwegs äusserst ungünstige, die Oberfläche wird hier fast durchwegs von üppigen Alpenweideflächen bedeckt, näher

---

[1]) Maraschini (Profil des Monte Spizze, Tab. I) schon gibt an, dass der „Porfido pirossenico" am Monte della Rasta scheinbar über dem Kalke des Monte Spizze liege, thatsächlich aber sei er nicht im normalen Schichtverbande, sondern dem Kalke an- oder nebengelagert.

[2]) Die Angabe bei Foullon über das Alter des Vorkommens bei Casa Stue bedarf einer Berichtigung, da es sich hier wohl ebenfalls um einen tertiären Basalt handelt.

den hangenden Schichten auch von den gewaltigen Schuttmassen am Fusse der Hauptdolomitwände verhüllt. Man kann unter solchen Verhältnissen zwar immer mit Sicherheit constatiren, dass man sich im Niveau der Eruptivdecken befindet, ohne aber genauere Beobachtungen über die Vertheilung von festen Eruptivmassen und Tuffen anstellen zu können. Von Petrefacten hat dieser Horizont bisher nichts geliefert.

Die der Trias zuzuzählenden intrusiven Gesteinsmassen durchsetzen in zahllosen Gängen und Stöcken vom Thonglimmerschiefer bis hinauf in das Wengener Eruptivniveau alle Schichten. Von ihnen sind insbesondere jene grossen stockförmigen Massen hervorzuheben, welche von den Ablagerungen der untern Trias allseitig ziemlich ungestört umgeben werden. Die mächtigsten unter ihnen bilden ganze Berggruppen, welche durch ihre sterilen, wasserlosen, steinigen Gehänge und ihre düsterröthliche Färbung oft schon von der Ferne sich von den übrigen Gebirgsgliedern leicht unterscheiden. Die vorzüglichsten dieser stockförmigen Massen sind: die des Monte Alba zwischen Val Leogra und Val Posina, die grösste von allen; die ebenfalls räumlich ausgedehnte Masse der Guizze di Schio im Tretto; eine kleinere, zwischen beiden gelegene oberhalb Valle dei Conti; ein noch beschränkteres Vorkommen zwischen dem Hauptthale des Torrente Leogra und dem Val Fangosa, oberhalb Contrada Pienegonda, dem sich vielleicht noch mehrere untergeordnete Punkte im Nordwesten und Südwesten von Starò anschliessen. Auf kleinere Gänge und Lagergänge stösst man nahezu Schritt für Schritt und man kann wohl sagen, dass deren Anzahl eine ausserordentliche ist, so dass eine Aufnahme, welche auch sie berücksichtigen sollte, zu einer Detailaufnahme im strengsten Sinne werden müsste. Ausgezeichnete Beispiele solcher Gänge sind schon von Maraschini beschrieben und abgebildet worden.

8. Hauptdolomit.

Ueber dem Niveau der Tuffe und Eruptivgesteine erheben sich die hohen Wände des Gebirgs-Walles, der den Kessel von Recoaro beinahe allseitig umgibt, aus wohlgeschichteten Bänken von Hauptdolomit bestehend, der überlagert wird von der bekannten Lias-Entwicklung der Veronesischen und Vicentinischen Voralpen und des Süd-Tiroler Hochlandes. Pirona war der erste, welcher den Hauptdolomiten eine ihnen annähernd gebührende Stellung zuwies. Er constatirte das Vorkommen von *Megalodus triqueter* darin und erklärte sie für „il membro superiore del infralias“, während „il membro inferiore“, d. i. die Schichten mit *Terebratula gregaria* und *Avicula contorta* nach ihm bei Recoaro nicht bekannt sind. Benecke macht ausser *Megalodus triqueter* auch *Turbo solitarius* aus diesen Schichten namhaft, die man sonach — auch ihrer Lagerung wegen — für Hauptdolomit anzusehen das vollste Recht hat.

Nach E. v. Mojsisovics folgt im Hangenden des Melaphyr- und Porphyritlagers als Basis des Hauptdolomites eine fortlaufende Zone zerfallender Dolomite, in deren oberen Theilen sich weisse Oolithbänke finden, die ganz und gar mit Gesteinen übereinstimmen, welche in Südtirol an der Basis der Raibler Schichten häufig vorkommen.

Ausser diesen besonders charakteristischen Gesteinen treten noch eine Reihe anderer Gesteinstypen auf, welche v. Mojsisovics aus der dolomitisch-kalkigen Entwicklung der Raibler Schichten bekannt sind. Auch Gyps findet sich in diesem Niveau. v. Mojsisovics zweifelt deshalb nicht, dass in dieser unteren Abtheilung des Hauptdolomites die Repräsentanten der Raibler Schichten enthalten seien. Den unteren Theil dieser dolomitischen Stufe kann man nach ihm als Stellvertretung der Cassianer Schichten betrachten.

Es ist mir bei den Begehungen des Gebietes von Recoaro nicht gelungen, präcisere Anhaltspunkte für diese von E. v. Mojsisovics vertretene Ansicht zu finden, welche somit, soviel Berechtigung dieselbe auch gewiss besitzt, gegenwärtig doch kaum als völlig ausreichend gestützt gelten kann. Den erwähnten Gyps habe ich nicht aus eigener Anschauung kennen gelernt, kann daher über dessen Lager keine Angaben machen. Die von mir in Verhandl. 1879, pag. 75 am Monte Zollota als mögliche Vertretung der Raibler Schichten angesprochenen mergeligen Dolomite liegen viel zu hoch innerhalb der Gesammtmasse des Hauptdolomits und zugleich viel zu nahe unter den grauen Liaskalken dieses Gipfels, als dass man jene Deutung aufrecht erhalten könnte. Eher dürfte man berechtigt sein, in denselben eine Andeutung der Kössener Schichten zu erkennen, da es ja, wie ich bei einer anderen Gelegenheit (Bericht über die Aufnahmen in Judicarien etc., pag. 110) mit einigem Grunde wahrscheinlich gemacht zu haben glaube, gegenwärtig vielleicht gestattet ist, in der Hauptdolomitmasse östlich des Lago di Garda nicht nur die Vertretung des Hauptdolomites selbst, sondern auch jene der Kössener Mergel, besonders aber jene der oberrhätischen Kalke und Dolomite (Lithodendronkalk, Corna von Brescia, Grenzdolomit von Judicarien) zu suchen. Es behielte somit auch Pirona mit seiner oben mitgetheilten Ansicht, wenn auch in etwas modificirtem Sinne, Recht. Hier sei noch hinzugefügt, dass der eigentliche Hauptdolomit der Umgebung von Recoaro, sowie in den westlicheren Gebieten, durch das Vorkommen zahlreicher Megalodonten (besonders im Val Arsa), durch das Auftreten von *Turbo solitarius* und durch *Gervillia exilis* charakterisirt erscheint. Die letztgenannte, für den Hauptdolomit der Lombardei so bezeichnende Bivalve fand sich in guten Exemplaren in abgestürzten Blöcken des Monte Majo bei Cavallaro oberhalb Posina.

9. Liassische und jüngere Gebilde.

Dieselben finden sich nur mehr in beschränkter Verbreitung in der südlichen und südöstlichen Umrandung des Triasgebietes von Recoaro und Schio; sie sollen nur der Vollständigkeit wegen hier erwähnt sein, da ihre Darstellung einer weiteren Mittheilung über die Aufnahme im Vorgebirge von Vicenza und Verona vorbehalten bleibt. Innerhalb des Recoarischen Gebietes sind jüngere Ablagerungen als die des Hauptdolomites nur an einer einzigen Stelle bekannt geworden, in der Dolomitgruppe des Monte Sciopaore, Priafora und Zollota zwischen dem Tretto und Val Posina. Sie bilden hier in Form der bekannten „grauen Kalke“ mit Einlagerungen von mergeligen Bivalvenbänken und zahlreichen,

von *Terebratula Rotzoana* ganz erfüllten Schichten die höchste Kuppe des westlichen Gipfels, des Monte Zollota der österr. Specialkarte. Am Zollota selbst liegen auch lose Stücke der jüngeren Oolithe und rothen Ammonitenkalke umher; sie sind nicht mehr anstehend zu finden. Da die einzelnen Gipfel dieses Kammes durch unbedeutende Verwerfungen getrennt sind, stösst der Lias des Zollota gegen Osten an Hauptdolomit. Die theilweise den Monte Zollota an Höhe noch überragenden östlicheren Dolomitspitzen sollen indessen nach einer Versicherung des bekannten Führers G. Meneguzzo keine Lias-Auflagerungen mehr besitzen.

Parallelisirung der Triasschichten von Recoaro mit denen benachbarter Gegenden.

Es ist hier vielleicht angezeigt, einen vergleichenden Rückblick einzuschalten, der verschiedenen Deutungen noch einmal zu gedenken, welche die Triasbildungen von Recoaro im Laufe der Zeiten erfahren haben, und diejenige unter ihnen, welche bei unseren heutigen Kenntnissen am meisten Berechtigung zu haben scheint, zu acceptiren, um nicht mit einer Anzahl neuer Localnamen die Wissenschaft in zweifelhafter Weise bereichern zu müssen. Es ist bereits oben hervorgehoben worden, dass man wahrscheinlich die eigentlichen Muschelkalkablagerungen von Recoaro bis über die Brachiopodenkalke hinaus (incl. der nächsthöheren braunen flimmernden „Dontkalke") als ein vollkommen entsprechendes Aequivalent des judicarischen und ostlombardischen unteren Muschelkalkes (welcher auch in jenen Gegenden in untere Schichten mit *Encrinus gracilis* und in obere brachiopodenreiche Schichten vom Ponte di Cimego zerfällt, vergl. Bittner: Judicarien und Valsabbia pag. 238), mit welchen sogar lithologisch die Uebereinstimmung eine recht grosse ist, betrachten darf; es ist ferner betont worden, dass man die an der oberen Grenze dieser Schichten bei Recoaro auftretenden, durch die vorangegangenen Pflanzen - Einschwemmungen gewissermassen schon vorher verkündeten Conglomerate, Brecciengesteine und wohl auch die rothen sandigmergeligen Schichten („Keuper" der älteren Autoren) kaum als etwas anderes, denn eine Ablagerung von ganz localem Charakter ansehen kann. Unter diesen Voraussetzungen wird es statthaft erscheinen, in der nun folgenden Zone dunkler Kalke mit *Gyroporella triassina*, Thamnasträen, Bivalven und Gastropoden, in welcher auch ein Nautilusfragment gefunden wurde und deren ausserordentliche petrographische Aehnlichkeit mit den petrefactenreichen Schichten des oberen Muschelkalkes von Judicarien ebenfalls bereits hervorgehoben wurde, ein Aequivalent dieser Schichten von etwas veränderter Facies zu erblicken; die Nothwendigkeit, den aufs Engste mit diesen seine Basis bildenden Kalken verbundenen hellen Spizzekalk auch thatsächlich damit vereiniget zu lassen, ergibt sich von selbst um so mehr, als auch der helle Spizzekalk ein Niveau von ausserordentlich wechselnder Mächtigkeit darstellt, sohin aus der stellenweise grossen Mächtigkeit desselben kein Argument hergenommen werden kann, um ihn etwa als ein gesondertes Aequivalent höherer Schichten darstellen zu können. Man kommt dann ferner ganz naturgemäss dazu, in den zunächst überlagernden bunten Knollen- und Kieselkalken mit Pietra verde und anderen Tuffein-

lagerungen eine exacte Vertretung der Buchensteiner Schichten zu erkennen, und die weiter folgende grosse Masse von Tuffen, Melaphyr- und Porphyrit-Ergüssen fordert schliesslich eine Parallelisirung mit den gleichartigen Gebilden des Wengener Niveaus von selbst. Höher aber fehlen bisher sichere Vertreter der Cassianer und Raibler Schichten.

So einfach und plausibel nun diese Art der Parallelisirung vielleicht scheinen mag, so sind denn doch auch bedeutend differirende Ansichten in der Literatur vorhanden. Für Lepsius ist das Eruptivniveau von Recoaro ein Aequivalent der Raibler Schichten, der darunter liegende Spizzekalk sodann eo ipso Esinokalk. Bei der Parallelisirung der Eruptivdecken von Recoaro stützt sich Lepsius offenbar vornehmlich auf die Verhältnisse an der Mendel; die aber gerade bezüglich dieses Gebirges bestehenden Schwierigkeiten und Meinungsdifferenzen sind bekannt. Während F. v. Richthofen die Hauptmasse des Dolomites der Mendel bis unter das Eruptivniveau ehedem als gleichbedeutend mit oberem Muschelkalke (Mendoladolomit) auffasste, die Eruptivdecke darüber also wohl als gleichaltrig mit den Melaphyren und Tuffen der Seisser Alpe, im Sinne v. Richthofen's also als Repräsentant aller Schichten zwischen Muschelkalk und Hauptdolomit gelten durfte, ist die Hauptmasse des Mendelgebirges nach den späteren Untersuchungen Gümbel's Schlerndolomit und die darüber liegenden Melaphyre und Tuffe fallen den Raibler Schichten des Schlernplateaus zu; Vacek endlich ist durch die neuesten Aufnahmsarbeiten (vergl. Verh. 1882, pag. 45) zu Anschauungen gekommen, die denen von Richthofen's in gewissem Sinne wieder näher stehen, und die sich in Kürze so ausdrücken lassen, dass in der zwischen dem Mendoladolomit (welchen Vacek aber für gleichbedeutend mit Schlerndolomit hält!) und dem Hauptdolomite auf der Mendelhöhe liegenden Schichtgruppe, in der er drei Glieder, zuunterst gebänderte, zum Theile kieselige Kalke, höher Tuffe und Melaphyre und zuoberst ein Uebergangsgebilde gegen den Hauptdolomit unterscheidet, die Vertretung der Buchensteiner, Wengen-Cassianer und Raibler Schichten zu suchen sei. Eine gewisse Analogie in den Verhältnissen zwischen der Mendel und dem Gebiete von Recoaro ist aber nicht zu verkennen, doch ist die Mächtigkeit der Eruptivmassen und Tuffe bei Recoaro jedenfalls eine weit bedeutendere.

Es wurde bereits erwähnt, dass Lepsius den Spizzekalk für Esinokalk erklärt; das dürfte völlig übereinstimmen mit der Ansicht Gümbel's, dass der Spizzekalk gleich Schlerndolomit und Wettersteinkalk sei. Was aber die Tuffe und Eruptivgesteine anbelangt, so gehen die Ansichten von Lepsius und Gümbel einigermassen aus einander; Lepsius zweifelt nicht daran, dass die Eruptivgebilde über dem Spizzekalke und unter dem Hauptdolomite liegen und daher ganz selbstverständlich, da der Spizzekalk für ihn Esinokalk ist, dem Raibler Niveau angehören müssen. Bei Gümbel dagegen findet man, pag. 40, die Angabe, dass der Kalk des Monte Spizze (Schlerndolomit) auch in die benachbarten Kalkberge (womit nur die Hauptdolomitkette im Süden gemeint werden kann) fortsetze, deren unteren Aufbau bildend, und höher vom Hauptdolomite überlagert werde. „Eine tuffige Zwischenlage zwischen beiden ist nicht überall wahrzunehmen, doch scheint sie stellenweise vorhanden zu sein,“ sagt Gümbel weiterhin wörtlich. Die



Melaphyre (Augitophyre) und Porphyre von Recoaro, die ja auch Gümbel gesehen hat, würden nach ihm nicht, wie Lepsius will, den Raibler Schichten, sondern (pag. 35) den Tuffen und Eruptivgesteinen der Seisser Alpe und bei S. Cassian entsprechen. Gümbel hat nämlich, wie schon in der Einleitung gezeigt wurde, fälschlicherweise angenommen, dass diese Tuffe und Eruptivgesteine unter dem Spizzekalke liegen und demselben Niveau angehören, wie jene rothen sandigen Schichten (Keuper Schauroth's) unterhalb der Spizze-Wand. Wäre das richtig, so könnte man gegen Gümbel's Ansicht, der Spizzekalk sei Schlerndolomit, nicht viel einwenden; man müsste es auch gerechtfertigt finden, wenn Gümbel, pag. 34, in dem Complexe zwischen Brachiopoden- und Spizzekalk nach Aequivalenten der Wengener Halobienschichten sucht. Wie die Sachen aber thatsächlich liegen, kann man darin, dass Gümbel weiterhin (pag. 33) durch die dünngeschichteten Kalke mit Hornsteineinschlüssen, welche in Verbindung mit Tuffen an der Kante der Weidefläche unter dem Monte Spizze liegen, an Buchensteiner Kalke erinnert wird, nur eine sehr willkommene nnd werthvolle, weil ganz und gar unbeabsichtigte Bestätigung der über das Alter dieser zunächst über dem Spizzekalke folgenden Schichtgruppe hier vertretenen Ansicht erblicken. Auch Gümbel also ist geneigt, die über dem Spizzekalke folgenden Hornsteinkalke und die noch höher liegenden Tuffe und Eruptivgesteine für Aequivalente der Buchensteiner und Wengener Schichten (resp. Sch. der Seisser Alm) zu erklären, und er liefert dadurch zugleich ein Hauptargument gegen seine eigene Ansicht, dass der Spizzekalk Schlerndolomit sei, denn derselbe liegt vollkommen klar und deutlich unter jenen Schichten, nicht aber über ihnen, wie Gümbel will. Er entspricht demnach thatsächlich seiner Lagerung nach zunächst dem Mendoladolomite v. Richthofen's. Wir kommen hier auf den Vergleich mit der Mendel zurück. Auch an dieser liegt zwischen einer unteren Kalk- und Dolomitmasse und dem sicheren Hauptdolomite nur ein einziges mergeligtuffiges Niveau — soll man nun in diesem mit Lepsius und Gümbel Raibler Schichten, soll man mit v. Richthofen (ältere Ansicht) und Vacek darin eine Vertretung aller Complexe zwischen Muschelkalk und Hauptdolomit erblicken? Man kann hier (an der Mendel) wohl nicht gut conform mit v. Mojsisovics' Deutung der Verhältnisse bei Recoaro die Cassianer und Raibler Schichten in den Hauptdolomit hinaufrücken, denn alle Beobachter stimmen darin überein, dass Aequivalente der rothen Raibler Schichten an der Basis des Hauptdolomites hier thatsächlich zu finden seien. Ist Vacek's Deutung richtig, so würde sich kaum ein erheblicher Einwand machen lassen, wenn man dieselbe auch auf Recoaro übertragen wollte, und man hätte dann etwa jene Ausbildungsweise vor sich, in welcher nach v. Richthofen der Schlerndolomit in der Gesammtmasse der Tuff- und Mergel-Entwicklung fehlt und über der Wengen-Cassianer tuffigen Facies unmittelbar die Raibler Schichten folgen. An mehr oder weniger zutreffenden Analogien solcher Entwicklung innerhalb der Nachbargebiete fehlt es ja keineswegs. Man könnte hier zunächst auf jene Districte der ostlombardischen und judicarischen Trias hinweisen, in denen entweder die Gesammtmächtigkeit der Schichten zwischen Muschelkalk und Hauptdolomit eine sehr geringe ist (westliche



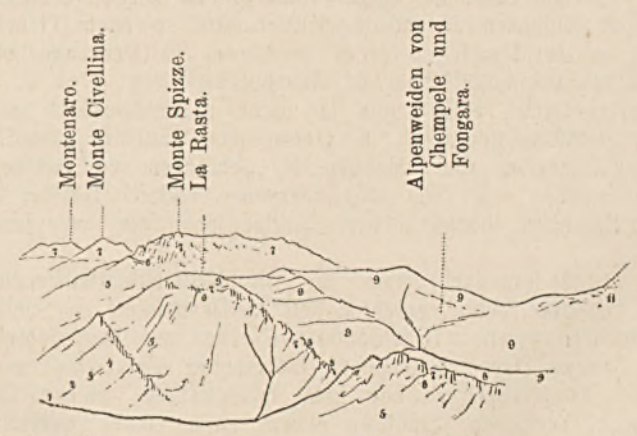
Basis des Gaverdina-Zuges) oder wo inmitten und zwischen einer mächtiger entwickelten Masse von Wengener Daonellenschichten und „Schichten von Raibler Facies" der „Wengener Riffkalk" auf einige Bänke reducirt ist, stellenweise vielleicht ganz fehlt. Damit hätte man zugleich einen Uebergang gegeben zu jener Entwicklungsweise, die beispielsweise bei S. Cassian (vergl. Mojsisovics Dolomitriffe pag. 246) in so ausgezeichneter Weise vertreten ist, und welcher Kalk und Dolomit thatsächlich fehlt. Man könnte hier ferner auf gewisse Districte in den Nordalpen hinweisen, insbesondere auf jene, in denen die Lunzer Schichten und in denen die Aviculenschiefer Stur's auftreten. Auch hier hat man zwischen einer unteren, mächtigen Masse von Kalken und Dolomiten, die Stur in ihrer Gänze als Muschelkalk auffasst (was v. Mojsisovics allerdings bestreitet), und dem oberen Complexe des Hauptdolomites nur ein einziges, bald ansehnlich mächtiges, bald ausserordentlich reducirtes Niveau sandigmergeliger Gebilde.

Es könnte nun auch der Versuch gemacht werden, diejenigen Ansichten als für Recoaro anwendbar zu erklären, welche — abermals von den Verhältnissen der Mendel, wie sie Lepsius und Gümbel auffassen, ausgehend — in dem Eruptivniveau von Recoaro Raibler Schichten, in dem Spizzekalke Esinokalk sehen möchten, wobei man in erster Linie die äusserst gewichtigen Einwürfe, die sich aus der Existenz von den Buchensteiner Kalken analogen Gebilden an der Grenze beider ergeben, aus dem Wege räumen müsste, etwa mit dem Hinweise darauf, dass eine Entwicklung von kieseligen Knollenkalken mit Pietra verde und der Fauna der Buchensteiner Kalke ja nicht an ein einziges Niveau gebunden zu sein brauche. So wenig Wahrscheinlichkeit eine solche Deutung bei unseren jetzigen Kenntnissen auch haben mag, so lässt sich dieselbe doch nicht einfach von der Hand weisen und eine gewisse Berechtigung wird man derselben immerhin zugestehen können. Sie könnte sich ferner auf die Thatsache stützen, dass ja ein mergeligtuffiges Niveau der Wengener Schichten hie und da wirklich fehlt, so (nach Gümbel und Lepsius) an der Mendel, so ferner im oberen Val Brembana bei Lenna, wo der Esinokalk unmittelbar auf Muschelkalk liegt u. a. a. O. Auch die Eruptivgesteine selbst sind ja nicht ausschliesslich an sichere Wengener Schichten gebunden; sie treten sicher auch in jenen Schichten auf, die in Judicarien und Valsabbia als „Schichten von Raibler Facies" bezeichnet wurden und die möglicherweise wirklich Raibler Schichten sind, zum Mindesten ebenso sichere Raibler Schichten, wie jene an der Mendel.

Man würde demnach, wenn man alle Möglichkeiten berücksichtigt, eigentlich zu drei recht verschiedenen Auffassungen der Schichtfolge, die bei Recoaro zwischen Brachiopoden-Kalken und Hauptdolomit liegt, gelangen können. Der wesentlichste Unterschied liegt dabei in der Auffassung des Eruptivniveaus über dem Spizzekalke, welches nach der einen Ansicht Wengener Schichten allein, nach einer zweiten Raibler Schichten allein, nach einer dritten Wengener und Raibler Schichten umfassen würde. Folgende schematische Tabelle wird diese Verhältnisse am besten veranschaulichen:

Schichtfolge bei Recoaro	I.	II.	III.
Hauptdolomit	Hauptdolomit Raibler } Schichten Cassianer }	Hauptdolomit	Hauptdolomit
Eruptiv-Niveau	Wengener Schichten	Raibler Cassianer } Schichten Wengener	Raibler Schichten
Kieselkalk und Tuff	Buchensteiner Sch.	Buchensteiner Sch.	?
Spizzekalk Gyroporella-triassina-K.	Mendoladolomit (oberer Muschelkalk)	Mendoladolomit (oberer Muschelkalk)	Esinokalk (Schlerndolomit)
„Keuper"	Unterer Muschelkalk	Unterer Muschelkalk	Wengener Sch. z. Th.?
„Dontkalk"			Mendoladolomit?
Brachiopodenkalk			Unterer (?) Muschelkalk
Encrin. gracil.-Sch.			

Die Tabelle I entspricht der Gliederung, die E. v. Mojsisovics gegeben hat, die am weitesten davon abstehende Tabelle III dürfte so ziemlich die Ansichten von Lepsius und Gümbel darstellen. Bezüglich der Deutung der untersten Partien des Hauptdolomites als Cassianer und Raibler Schichten in Tabelle I würde die Lage des von E. v. Mojsisovics erwähnten Gypsvorkommens, das ich leider nicht aufgefunden habe, die besten Anhaltspunkte geben können. Sollte eine Vertretung der Cassianer und Raibler Schichten durch den untersten Hauptdolomit nicht nachweisbar, oder diese Ansicht direct zu widerlegen sein, so würde man naturgemäss eine solche Vertretung in den obersten Partien des Eruptivniveaus selbst zu suchen haben und es



1. Thonglimmerschiefer.
2. Grödener Sandstein.
3. Bellerophonkalke.
4. Werfener Schiefer.
5. Unterer Muschelkalk.
6. Mittlerer Muschelkalk („Keuper" aut.).
7. Spizzekalk.
8. Buchensteiner Schichten.
9. Tuffe und Melaphyre der Wengener Eruptivdecke.
11. Hauptdolomit.

würde dann Tabelle II für Recoaro gelten. Denn, dass etwa die Raibler Schichten hier ganz unvertreten sein sollten, ist doch wohl noch weniger wahrscheinlich. An der verhältnissmässig grossen Mächtigkeit des Muschelkalkes bei Recoaro gegenüber den obertriassischen Schichten bis zum Hauptdolomite (untere Grenze desselben) wird sich Derjenige, welcher die Verhältnisse in Judicarien und in der östlichen Lombardei kennt, nicht im geringsten stossen. Um eine Vorstellung von diesen Mächtigkeitsverhältnissen bei Recoaro zu geben, möge hier eine rohe Skizze beigefügt sein, welche den Abhang des Zuges des Monte Spizze gegen das Val Asnicar (Val Lichelere) darstellt und vom Monte Lichelere aus gesehen ist. Es treten in derselben besonders der Rauchwackenzug zwischen Werfener Schiefer und Muschelkalk in der mittleren Höhe der Abhänge und der Kalkzug des Monte Spizze selbst scharf hervor. Die von Alpenweiden eingenommene Terrasse, welche sich über dem Spizzekalke bis an den Fuss der Hauptdolomitwände hin ausspannt, erreicht hier eine beträchtliche Breite, entsprechend der ansehnlichen Mächtigkeit der Eruptiv- und Tuffgesteine. Die ausserordentlich wechselnde Mächtigkeit des Spizzekalkes ersieht man am besten aus dem Vergleiche des Monte Spizze selbst mit seiner westlicheren, dem Beschauer näherliegenden Fortsetzung unter La Rasta und am Gehänge des Val Asnicar.

3. Topographischer Theil.

In nachfolgenden Abschnitten sollen jene topographischen Einzelheiten mitgetheilt werden, welche in erster Linie zur Erläuterung der geologischen Karte des Triasgebietes von Recoaro im weiteren Sinne bestimmt sind.

Es sei hier vorausgeschickt, dass das gesammte Triasgebiet von Recoaro in zwei tektonisch scharf geschiedene Regionen zerfällt, in eine westlicher liegende, welche die engere Umgebung von Recoaro (Agno-Thal) und das unmittelbar damit zusammenhängende Gebiet der Nachbargemeinde Valle dei Signori im Norden umfasst und ihre Ausläufer sowohl ins obere Val Arsa nach Tirol als auch unter den Pasubio-Abstürzen ins Val Posina hinüber entsendet; — und in eine räumlich viel weniger ausgedehnte Region im Osten resp. Nordosten von der ersteren, welche das Tretto (richtiger I Tretti) bei Schio und ebenfalls einen Theil des Val Posina in sich begreift. Beide Regionen sind von einander geschieden durch die Fortsetzung der altbekannten grossartigen Querbruchlinie von Vicenza-Schio, welche in nahezu nordwestlichem Verlaufe in das Innere des Gebirges eindringt und erst im obersten Val Posina gegen den ins Terragnuol hinüber führenden Pass Borcola sich auszugleichen und zu verlieren scheint.

Eine weitere Unterabtheilung des Gebietes, welche im Folgenden hauptsächlich zum Zwecke leichterer Orientirung eingehalten werden soll, lässt sich nach rein orographischen Principien durchführen. Die Anordnung der Hauptthäler des Gebietes bietet dazu geeignete Anhaltspunkte. Es sollen demnach die hier folgenden Mittheilungen in nachstehenden Abschnitten angeordnet werden:

A. Gebiet südwestlich der Querbruchlinie von Schio.
1. Grundgebirge.
2. Südlicher Rand vom Torr. Agno bis zum Passo della Lora.
3. Westlicher Rand oder Abhänge der Cima Campo Brum und des Cengio Alto und Ausläufer im Val Arsa.
4. Südöstlicher Rand oder Höhenrücken von Rovegliana mit Monte Civellina u. s. f.
5. Nördlicher Gebietsabschnitt, Monte Enna, Monte Alba, Abhänge des Monte Pasubio.

B. Gebiet nordöstlich der Querbruchlinie von Schio.
1. Val Posina und Umgebung von Laghi.
2. Tretto bei Schio.

A. Gebiet südwestlich von der Querbruchlinie von Schio.

1. Das Grundgebirge.

Dasselbe besteht bekanntlich aus Thonglimmerschiefer. Als Centrum seiner Verbreitung erscheint Valle dei Signori im Leogra-Thale. Von da reicht der Thonglimmerschiefer über den niedrigen Uebergang von Starò und über die beträchtlicher ansteigenden Höhen westlich von diesem Dorfe ins Agno-Thal hinüber, bildet die unmittelbare Umgebung von Recoaro und senkt sich im Allgemeinen gegen Osten und Südosten, während er gegen Westen beträchtlich ansteigt. Im Thale des Agno verschwindet er beiläufig halbwegs zwischen Recoaro und S. Quirico, wenig unterhalb der Häusergruppe Facchini, unter der Thalsohle, im Nordwesten von Recoaro reicht er dagegen hoch am Fusse des Cengio alto hinan, bis gegen La Guardia am Wege zum Passo buse scure und gegen die Alpe Pogheraste. Noch weiter thalabwärts als im Agno-Thale ist er im Val Leogra zu verfolgen; hier bestehen noch die Abhänge um Torrebelvicino an ihrem Fusse aus Thonglimmerschiefer und östlich von dem genannten Orte reicht er über den niedrigen südöstlichen Ausläufer des Monte Enna bis gegen S. Rocco im Torrente Gogna hinüber und tritt an diesem Punkte somit an den nordwestlichsten Winkel des grossen Gebirgsausschnittes von Schio-Thiene und dadurch fast unmittelbar an den Rand der oberitalienischen Ebene heran.

Auch gegen Norden vom Leogra-Thale reicht der Thonglimmerschiefer ansehnlich hoch hinan, insbesondere in der Umgebung von Curtiana und Patagliosi am Südgehänge des Monte Alba, dessen Eruptivgesteinsstock ihn oberflächlich von dem nördlichsten Punkte seines Auftretens, welches im Thale von Posina liegt und räumlich nur mehr sehr beschränkt ist, trennt. Alle diese Vorkommnisse und Aufschlüsse des Grundgebirges (auch jenes südwestlich oberhalb Posina) gehören dem westlich von der Schio-Linie liegendem Gebiete an; im Gebiete nordöstlich von derselben ist (mir wenigstens) keine Stelle bekannt, an welcher Thonglimmerschiefer auftreten würde. Der einzige Punkt, an welchem derselbe zu erwarten gewesen wäre, ist der Oberlauf des westlichsten der drei Quellbäche des Torrente Timoncchio im Tretto, etwa in der Umgegend von Aqua Saliente; in Wirklichkeit scheint er aber

auch hier noch nicht erreicht, ist zum Mindesten unter den Schuttmassen des Thalkessels verborgen.

2. Südliche Umrandung des Gebietes von Recoaro (zwischen Torrente Agno und Passo della Lora.)

Dieser Abschnitt ist für die Gliederung der Triasbildungen von Recoaro der wichtigste. Er zerfällt orographisch und geotektonisch in drei von Norden gegen Süden sich über einander aufbauende Parallelzonen, deren gegenseitiges Verhalten durch die oben (pag. 604) beigefügte Skizze am besten anschaulich gemacht werden kann. Die tiefste und nördlichste dieser Zonen, umfasst die mit nahezu gleichmässig steiler Böschung ansteigenden Gebilde, die sich zunächst über dem Grundgebirge aufbauen, vom Grödener Sandstein an bis zur obersten Kante der Schichtköpfe des Spizzekalkes; diese Abhänge sind zumeist in ihrer mittleren Höhe unterbrochen von einer mauerartig hervortretenden niedrigen Terrainstufe, welche der Rauchwacke an der Grenze zwischen Werfener Schiefer und Muschelkalk entspricht; an ihrer oberen Kante werden sie gekrönt von den steilabstürzenden Felswänden des Spizzekalkes. Die mittlere jener drei Zonen, welche als mehr oder minder flache Terrasse, nach Umständen auch als Thalausfurchung auftritt, erscheint zusammengesetzt aus den theilweise freiliegenden oberen Schichtflächen des Spizzekalkes und aus dem über diesen sich einstellenden Complexe von Hornsteinkalken, Tuffen und Eruptivmassen der Buchensteiner und Wengener Schichten. Der südlichsten und obersten Zone endlich fallen die steilansteigenden Gipfel des Hauptdolomites zu, welche hie und da noch von liassischen Gebilden bedeckt sind (Cima della Fratta). Von einem beliebigen Punkte der Höhen zwischen Recoaro und dem Leograthale gesehen, repräsentirt sich der hier in Rede stehende Gebirgsabschnitt als ein aus zwei parallelen oder nahezu parallelen Bergketten bestehendes Terrain; die nördliche und niedrigere derselben, welche von den Seitenthälern des Agno in einzelnen tiefeingerissenen Schluchten durchbrochen wird, trägt an ihren Gipfeln die ihre Steilabstürze gegen Norden kehrenden Kalke des Monte Spizze, deren hervorragendster Gipfel, der Monte Spizze selbst, mit seiner kühngezackten, einem Haifischzahne ähnlichen Gestalt, als Wahrzeichen Recoaro's gelten kann; an ihn schliessen sich gegen Westen die Kuppen der Rasta, des Monte Lichelere und Sorove; über diese niedrigere Kette erheben sich im Hintergrunde als nahezu zusammenhängende, gewaltige Felsmauer die Hauptdolomitgipfel des Monte Laste, Monte Granmullon und Monte Zevola; die zwischen beide Ketten sich einschiebende breite Terrasse von Tuff- und Eruptivmassen bleibt dem Beschauer von jenem Punkte aus fast gänzlich verborgen.

Es wurde bereits erwähnt, dass der Thonglimmerschiefer im Agno-Thale bis unterhalb der Häusergruppe Facchini anstehend zu beobachten ist; am höchsten nach aufwärts an den Gehängen des rechten Ufers reicht er nahe südöstlich von Recoaro, wo er noch oberhalb Pintri am Fusse des Monte Spizze aufgeschlossen ist. Die tieferen Schichten der Trias sind innerhalb des Zuges des Monte Spizze im engeren Sinne (also zwischen Agno und Val Lichelere [Val Asnicar])

im Osten kaum irgendwo genügend entblösst; erst unmittelbar gegenüber Recoaro bieten die vom Spizze herabkommenden steilen Wasserrisse des Val Prack und Val Prechele bessere und von altersher berühmte Aufschlüsse in diesen Niveaus, vor Allem im Grödener Sandstein und Werfener Schiefer bis zur Rauchwacke, welche diesen vom Muschelkalk trennt. Insbesondere sind hier die hellgefärbten oberen Schichten des Grödener Sandsteines mit ihren Pflanzeneinschlüssen in Steinbrüchen blossgelegt, so im Hauptgraben ober der Quelle, während im nächstöstlicher herabkommenden Giessbache die Bellerophonkalke gut aufgeschlossen und nicht vollständig petrefactenleer erscheinen; allerdings hat sich nichts von einigermassen genügend erhaltenen organischen Resten hier auffinden lassen. In den zunächst folgenden gelbgefärbten, mergelig-kalkigen, plattigen Gesteinen des Werfener Schiefers kann man hier leicht *Pecten Fuchsi Hauer*, *Myoconcha Thielaui Stromb.* und *Myacites fassaensis Wissm.* sammeln; in den höheren, vorherrschend rothgefärbten sandigen und mergeligen Lagen scheint nur die letztgenannte Form häufiger aufzutreten, während die Oolithbänke dieses Niveaus insbesondere von der zierlichen *Tapes (Myac.) subundata Schaur.* erfüllt sind. Die nahezu überall in diesen Gehängen ziemlich scharf, vor Allem aber in den Gräben als zumeist unübersteigbare Wand hervortretende Rauchwackenmasse setzt den Aufschlüssen gewöhnlich ein Ende. Der höhere Theil des Anstieges wird in der Regel von Wiesen und Gestrüpp eingenommen und ist nur sehr ungenügend aufgeschlossen; eine Gliederung des Muschelkalkes hier durchführen zu wollen, würde vergebliche Mühe sein. Besonders das tiefere Niveau der *Encr. gracilis*-Schichten findet man hier kaum, ausser in losen Stücken; zahlreichere Ausbeute kann man in den Block- und Trümmerhalden der Brachiopodenkalke machen, namentlich in denen des Sasso Limpia unter dem Spizze. An dieser Stelle befindet sich auch einer der vorzüglichsten Aufschlüsse der Schichten zwischen dem Brachiopoden- und dem Spizzekalke, auf welchen schon oben zu wiederholten Malen hingewiesen wurde. Am Sasso Limpia sind in den Blöcken insbesondere *Spirigera trigonella*, *Rhynchonella decurtata*, *Lima costata* und *Encrinus liliiformis* zu finden. Darüber erheben sich die aus den Brachiopodenkalken sich allmälig entwickelnden, tabakbraun bis rostroth verwitternden „Dontkalke“, über ihnen folgt ein kleiner, terrassenförmiger Absatz, den rothen sandigen „Valinferna-Schichten“ entsprechend und sofort die mächtige Felsmasse des hellen Spizzekalkes, an seiner Basis von einzelnen Bänken dunklerer Kalke, die unzweifelhaft dem *Gyroporella triassina* - Niveau im Tretto entsprechen, unterlagert.

Hier unter dem Fusse des Spizzegipfels kann man in ausgezeichneter Weise aufgeschlossen mehrere Parallelverwerfungen von annähernd nordsüdlicher Richtung (vielleicht noch richtiger SO) beobachten, welche die zwischenliegende helle Kalkmasse mitsammt ihrer rothen sandigmergeligen Basis in verschiedene Höhenniveaus bringen. Eine bedeutendere analoge Verwerfung dürfte höchstwahrscheinlich den Ostabfall des gesammten Spizze-Rückens begrenzen. Die Kalkkette von Caili-Castagna liegt beträchtlich tiefer, als der Höhenkamm des Monte Spizze, obschon sie aus demselben Kalke besteht. Von jenem kurz

vorher erwähnten Schichtkopfe unter dem Spizzegipfel angefangen gegen Westen reducirt sich, wie bereits hervorgehoben, die Mächtigkeit des Spizzekalkes so ausserordentlich rasch, dass dieses Niveau in dem Graben, welcher östlich von La Rasta hinabzieht, bereits dermassen geringmächtig erscheint, dass es in Folge des Hinzutretens eines jener kleinen Querbrüche leicht gänzlich übersehen werden kann. Es fällt diese Stelle in jenes Profil, welches von Gümbel studirt und zur Grundlage seiner von der anderer Beobachter differirenden Ansicht über die Stellung des Spizzekalkes gemacht wurde, worüber man oben vergleichen wolle. Westlich von jenem Graben setzt der auf einige Bänke reducirte Spizzekalk in etwas höherem Niveau wieder an und zieht unter dem Nordabhange der Rastakuppe durch, allenthalben jene scharfe Kante an der Basis der Alpenweiden, die dem Tuffniveau zufallen, bildend.

Ueberall in diesem westlicheren Verlaufe des Zuges ist bei geringer Mächtigkeit und verhältnissmässig deutlicher Schichtung des Spizzekalkes dessen Ueberlagerung durch die Buchensteiner Schichten eine völlig concordante und regelmässige; man kann dieselbe sowohl bei Casa Creme als auch unter den Höhen des Monte Lichelere, ferner am rechten Gehänge des Val Lichelere (SW unter La Rasta) u. a. a. O. deutlich aufgeschlossen finden. Weniger regelmässig ist diese Ueberlagerung von da gegen Osten und auf diese Strecke beziehen sich grossentheils jene oben vorgebrachten Bemerkungen über Unregelmässigkeiten an der oberen Grenze des Spizzekalkes, welche im Wesentlichen wohl dem unregelmässigen Wachsthume dieses Kalkniveaus, als einer coralligenen Bildung im weitesten Sinne, zuzuschreiben sein werden. Dass Dactyloporen in der That im Spizzekalke massenhaft auftreten, wurde ebenfalls bereits hervorgehoben; derartige, von den genannten Organismen ganz erfüllte Blöcke wurden insbesondere östlich unterhalb des Spizze-Absturzes auf dem Anstiege von Peserico gegen Caili in den Schutthalden des Spizzekalkes gesammelt. Im Zusammenhange mit der unregelmässigen oberen Begrenzung des Spizzekalkes, da wo derselbe zu beträchtlichen Massen anschwillt, scheinen jene bunten, zum Theile breccienartig ausgebildeten Gesteine zu stehen, deren Fauna bereits besprochen wurde und welche vorzüglich durch die Führung von Daonellen-Bänken ausgezeichnet sind. Der beste Fundort dafür liegt am Südabhange des Spizze-Rückens nahe der Häusergruppe Fontani oberhalb Fongara, sowohl am Wege nach Chempele als an jenem nach Caili. Es scheint, dass da, wo diese Ausbildung der obersten Spizzekalke sich findet, die eigentlichen kieseligen und tuffigen gebänderten Schichten des nächstfolgenden Buchensteiner Complexes, der schon nahe jenen Fundorten an der Rasta und im Val Lichelere mächtig entwickelt auftritt, ganz oder nahezu ganz fehlen, so dass eine gegenseitige Vertretung der beiden Niveaus stattfinden würde. Thatsache ist auch, dass in den oben erwähnten Aufschlüssen, in denen eine sehr regelmässige Ueberlagerung des weniger mächtigen Spizzekalkes durch typisch entwickelte Buchensteiner Schichten vorliegt, die obersten Spizzekalke nichts von jenen bunten petrefactenreichen Gesteinsabänderungen zeigen.

Der Terrain-Abschnitt, welcher zwischen dem Rücken des Monte Spizze und dem Agno-Thale bei S. Quirico liegt, besitzt einen ziemlich gestörten Bau. Es wurde bereits erwähnt, dass der in Südost gestreckte Rücken des Monte Spizze vielleicht gegen NW von einer Verwerfung abgeschnitten ist; in dieser Richtung liegen auf dem weit tiefer wieder ansetzenden und zugleich viel weniger mächtigen Spizzekalkzuge bei Caili und Bosati grössere Partien der Wengener Eruptivgesteine und Tuffe; zwischen Bosati und Castagna hebt sich der Spizzekalk abermals etwas schärfer in querer Richtung heraus und ist möglicherweise knapp westlich bei Castagna abermals durch einen analogen Querbruch abgeschnitten. Das einzelne Haus westlich ober Castagna liegt noch auf der höheren Stufe. Am Wege von da gegen Castagna hinab beobachtet man wieder loses Buchensteiner Gestein. Vom Wege zwischen Castagna und Caili stammt auch Beyrich's erster Ammonitenfund aus diesem Niveau.

Während die linksseitigen Zuflüsse des Val Fongara sich grösstentheils in steilwandige Auswaschungsschluchten des Spizzekalkes eingraben, kommen die rechtsseitigen aus dem Hauptdolomitgebiete herab und schneiden darunter in die Tuffe und Eruptivgesteine der Wengener Schichten ein. Diese letzteren liegen von Fongara-Pelichero thalabwärts bis unterhalb Lovati an der rechten Seite des Hauptgrabens, weiter abwärts aber werden sie mitsammt einer Partie des angrenzenden Hauptdolomites vom Bache durchrissen, so dass der Bergausläufer von S. Quirico selbst bereits dem Hauptdolomite zufällt und das Eruptivniveau offenbar an dem starkcultivirten Gehänge zwischen S. Quirico und Castagna durchzieht. Man betritt mit dem unteren Laufe des Torrente Fongara eine jener Regionen, in denen die im Allgemeinen flach lagernden Sedimente plötzlich steiles Südfallen, das bis zu senkrechter und überkippter Stellung vorschreiten kann, annehmen und auf solche Weise in eine jener grossen Kniefalten übergehen, die eine so hervorragende tektonische Erscheinung in den Südalpen bilden. Es pflegen an solchen Stellen im Mittelschenkel des Kniees Verwerfungen und Verdrückungen ganzer Schichtcomplexe oder doch auffallende Reductionen in der Mächtigkeit nichts Seltenes zu sein. Letzteres ist auch hier der Fall, insbesondere was den Hauptdolomit betrifft; man kann sogar, bei einem flüchtigen Durchschnitt zwischen Recoaro und Valdagno leicht in die Lage kommen, anzunehmen, der Hauptdolomit fehle der rechten Thalseite ganz, während er doch thatsächlich bei S. Quirico das Thal durchsetzt und jenseits am Gehänge des Monte Scandolara seine Fortsetzung findet. Darauf soll aber später noch zurückgekommen werden. Vorläufig wollen wir unsern Weg gegen Westen fortsetzen.

Die von den Eruptivgesteinen und Tuffen gebildete Terrasse bietet, wie schon wiederholt erwähnt wurde, nicht allzu viel Aufschlüsse. Am häufigsten ist wohl bisher das derselben angehörende, sehr zersetzte, rothgefärbte Gestein von Fongara in der Literatur angeführt worden. Lasaulx nennt es Porphyr, und sagt, es nähere sich dem Felsitporphyre, und dürfte als Biotitporphyr zu bezeichnen sein. Auch Gümbel l. c. pag. 38 bezeichnet diese oder verwandte Gesteine als Porphyre. Weiter westlich sind es haupt-

sächlich Tuffmassen in Verbindung mit Melaphyr-artigen dunklen Gesteinen, welche in den Alpenweideflächen hie und da zum Aufschlusse gelangen. Im oberen rechten Gehänge des Val Asnicar (Val Lichelere) existirt ein bedeutender Aufschluss eines massigen „Melaphyrs" (noch nicht petrographisch untersucht); die Höhen südlich des Monte Lichelere bestehen zum grossen Theile aus düstergefärbten bröckeligen Tuffen; bei Casa Creme und C. Glerchebe am Monte Sorove fallen insbesondere zahlreiche Blöcke eines schönen schwarzen Pechsteines auf; südlich von Creme näher gegen die Hauptdolomitberge erscheint hie und da unter den mächtigen Schutthalden des Dolomites noch der Melaphyr. Etwas östlicher, oberhalb Casa Stue, ebenfalls nahe dem Fusse der Hauptdolomitmassen, tritt schwarzes Eruptivgestein auf im Contacte mit eigenthümlich verändertem, weiss- und rothbuntem, dicht aussehendem, mattem, entfernt Alabaster-artigem Kalke. Das Eruptivgestein ist nach Baron Foullon wahrscheinlich ein Basalt und daher wohl tertiären Alters; die von ihm gemachte Angabe, dass es dem Wengener Eruptivniveau entstamme, ist irrthümlich und einer zufälligen Verwechslung oder Gleichstellung mit dem vorher erwähnten Vorkommen ober Casa Creme zuzuschreiben. Ganz ähnliche Gesteine, also tertiäre Basalte, kommen, den Hauptdolomit gangförmig durchsetzend, etwas westlicher in der Nähe der Malga Laghetto oberhalb Campo d'Albero vor; auch hier ist der anstossende Dolomit in ähnlicher Weise verändert. Ein ebenfalls hieher gehörendes Vorkommen findet sich auch oberhalb Laghetto im Nordwesten des Monte Enna. Bei Casa Stue ist übrigens vielfach in diesen veränderten Kalken gewühlt worden, so dass man auf den ersten Blick aus der Ferne Gypsgruben vor sich zu haben glaubt. Man dachte hier wohl brauchbare Marmore für ornamentale Zwecke zu finden. Auf ebendieselbe Stelle dürfte sich auch eine Angabe bei Pirona beziehen, der pag. 1150 erwähnt, dass nahe bei Casare de' Zini die Kalke des Monte Lichelere durch Eruptivgesteine verändert und in weissen Marmor mit rothen Adern verwandelt worden seien.

Ueber der Terrasse der Eruptivgesteine erhebt sich im Süden die zusammenhängende Mauer der ausgezeichnet geschichteten und flach gelagerten Bänke des Hauptdolomites, auf welchem, wie schon erwähnt, hie und da noch Reste des Lias (Cima della Fratta) aufsitzen. Dem Hauptdolomitgebiete fällt auch jenseits der Kette im Süden noch der ganze oberste Thalkessel des Torrente Chiampo (Campo d'Albero) zu. Die einzige bedeutendere Scharte in der südwestlichen Hauptdolomit-Umwallung des Gebietes von Recoaro ist der Einschnitt des Passo della Lora. Das von ihm ausgehende Val Lora kann man als Hauptquellthal des Torrente Agno ansehen. Jenseits desselben unter den gewaltigen Dolomitabstürzen der Cima tre croci und der Cima Campobrum ändert sich die Configuration der unteren Gehänge in auffallender Weise. Aber schon östlicher nehmen einzelne Horizonte der Trias abweichende Beschaffenheit an. So bemerkt man schon am Nordwestabhange des Monte Sorove oberhalb Ebbe, dass der unter den rothen „Infernaschichten" liegende „Dontkalk" dolomitisch und rauchwackenartig wird, welche Beschaffenheit sich jenseits Val Lora auch noch anderen Complexen mittheilt, wie demnächst hervorzu-

heben sein wird. Hier sei vorerst nur noch der Aufschlüsse im tieferen Muschelkalke des Val Lichelere und Val Creme kurz gedacht, da insbesondere auf erstere bereits oben zu wiederholten Malen hingewiesen worden ist. Es wurde bereits erwähnt, dass im Val Lichelere in anscheinend sehr tiefen Muschelkalkbänken bereits die Voltzien auftreten und zwar in Gesellschaft von *Chemnitza scalata*, *Natica* oder *Naticella plur. spec.* und Myaciten, die mit aufgeklappten Valven im Gestein zu liegen pflegen. Auch *Encrinus gracilis* liegt in der Sammlung der k. k. geol. Reichsanstalt vom Val Lichelere. Die Pflanzen reichen bis nahe unter den Spizzekalk hinauf und sind am rechtseitigen Gehänge hoch oben in Gesellschaft einzelner Terebrateln und *Spirigera trigonella* noch über den „Dontkalken" zu finden. Vom linken Gehänge, aus der Nähe von Ronchi unter dem Monte Lichelere, besitzt die Sammlung unserer Anstalt eine Suite von Fossilien des Brachiopodenniveaus (*Terebr. vulgaris*, *T. angusta*, *Spirigera trigonella*, *Entr. liliiformis* und *Entr. silesiacus*). Im benachbarten Val Creme sind in Mauerblöcken ebenfalls die Brachiopoden häufig zu finden, und hier kommt ein Gestein vor, das ausser *Spirigera trigonella* zahlreich *Spiriferina cfr. Mentzeli* und *Rhynch. decurtata* führt.

Auf die Thatsache, dass am Ausgange des Val Creme die Bellerophonkalke nicht ganz petrefactenleer seien, wurde bereits oben verwiesen. Auch bezüglich der Petrefactenführung des schwarzen, plattigen Kalkes im unmittelbaren Liegenden des Spizzekalkes am Monte Lichelere wurde bereits oben Mittheilung gemacht, auf welche hier hingewiesen werden kann. Noch sei bemerkt, dass das Buchensteiner Niveau am Monte Lichelere und Monte Sorove durchwegs in der kieselig-tuffigen, plattigen Entwicklung auftritt und dass dessen Aufschlüsse, insbesondere jene bei Casa Creme, zu den besten des ganzen Gebietes gehören, aber von einer trostlosen Petrefactenarmuth sind.

3. Westliche Umrandung des Gebietes von Recoaro, von Val Lora bis zur Valarsastrasse (Abhänge der Cima Campobrum und des Cengio alto). Als Anhang die Aufschlüsse des oberen Val Arsa.

Es ist bereits hervorgehoben worden, dass nördlich von Val Lora, dessen Tiefe mit mächtigen Schuttmassen überdeckt ist, die Configuration des triassischen Terrains sich wesentlich ändert, indem die Abhänge einheitlicher werden und die Terrasse des Eruptivniveaus fast gar nicht mehr hervortritt. Das ist wohl vorzugsweise bedingt durch den Umstand, dass die gesammte Schichtmasse gegen Westen, theilweise in sehr auffallender Weise, sich hebt, wodurch für diese Gehänge nicht nur jede weitergehende Terrassenbildung auf Grundlage weicherer Gesteinseinschaltungen verhindert, und etwa bereits angedeutete Terrassen durch Gehängschutt der höheren Niveaus überdeckt, sondern auch grossartige Abgleitungen festerer Gesteinsmassen auf jenen weicheren Schichtcomplexen hervorgebracht werden müssen. An derartigen Erscheinungen sind die in Rede stehenden Abhänge sehr reich. Für das Studium der Schichtfolge gehören sie desswegen zu den allerungeeignetesten.

Die tieferen Niveaus werden an den Abhängen der Cima tre croci und der Cima Campobrum durch den massenhaften Schutt des Val Lora grösstentheils verdeckt. Die Eruptivgesteins-Terrasse ist von den Höhen bei Glerchebe in nordwestlicher Richtung gegen den Lora-Passweg noch eine Strecke weit zu verfolgen, jenseits des Hauptgrabens vielleicht noch durch eine auffallende Terrasse mit Alphütten angedeutet, während sie nördlicher von dieser Stelle völlig innerhalb der Dolomitabstürze sich zu verlieren scheint. Doch wurden hoch oberhalb der Häusergruppe Veregarte Stücke der auffallenden rothen Glimmerporphyrite des Eruptivniveaus an den Gehängen lose gefunden, ein sicherer Beweis dafür, dass dasselbe auch hier, wenn auch vom Dolomitschutte maskirt, durchsetzt. Der Spizzekalk darunter ist an diesem Gehänge kaum in seiner typischen Entwicklung nachweisbar, sondern in der Rauchwacken-artigen und dolomitischen Umwandlung, die sich bis in die tieferen Schichten des Muschelkalkes hinaberstreckt hat, mitaufgegangen. Aber gerade oberhalb Veregarte, auf dem Fusswege zu einer hochgelegenen Holzhauerhütte, trifft man auch das rothe sandige Niveau unter dem Spizzekalke; es erinnert hier lebhaft an Werfener Schiefer, dessen analog entwickelte Schichten aber tief unter jener Stelle im Val Rotolone liegen, während die Wiesen von Veregarte selbst schon den mergeligen Schichten des unteren Muschelkalkes angehören. Brachiopodenkalke habe ich ober Veregarte nicht gesehen, dagegen in zahlreichen losen Stücken und Blöcken in den südwestlicher herabkommenden wilden Gräben, deren Aufschlüsse tiefer mehr mergelige, höher knollig-kalkige Muschelkalkschichten blosslegen, in welch' letzteren schöne Exemplare der *Gervillia socialis* vorkommen; der „Dontkalk" ist auch hier durchwegs Rauchwacke, das rothe Niveau darüber ist in Form von dolomitischem Mergel und theilweise breccienartig entwickelt. Nördlich der Terrasse von Veregarte beginnt mit dem Graben des Val Rotolon ein ausgedehntes Rutschterrain. Val Rotolon selbst wird oft erwähnt wegen der mächtigen Gypslinsen, die hier in Verbindung mit dem Rauchwackenhorizonte zwischen Werfener Schiefern und Muschelkalk auftreten.

Nördlich von Veregarte an der Kante zwischen dem Zusammenflusse von Val Rotolon und Val Campogrosso steht zu unterst Grödener Sandstein an; etwas weiter bachaufwärts trifft man die tieferen Lagen des Werfener Schiefers, wie überall, auch hier, kalkig-mergelig, in Platten brechend und vorherrschend gelbgefärbt; sie führen wie ober Fonte Lelia u. a. O. Pectines und Myaciten. Darüber schaltet sich eine Bank zersetzten Eruptivgesteines ein und sodann folgen einige oolithische Bänke, höher aber die rothen sandig mergeligen Schichten. Sie werden von der Rauchwacke überlagert, über welcher erst der Gyps folgt. Höher vorzudringen ist bei nasser Witterung unmöglich, da allseitig förmliche Schlammströme von den Gehängen sich herabwälzen und in der Bachsohle mit Blöcken untermischt einen zähen Brei bilden, der das Bett des Baches erfüllt. Man gewahrt deutlich über dem Gypshorizonte Aufschlüsse in dem mergeligen, z. Th. buntgefärbten Niveau des *Encrinus gracilis*, dieselben liegen schon in der Höhe der Wiesengründe von Veregarte. Noch weiter oben sind ganze Berge im Abrutschen begriffen oder schon abgerutscht; das-

selbe gilt auch von der nördlich angrenzenden Umgebung dieser ausserordentlich wüsten Schlucht, insbesondere vom Val Campogrosso und den Gehängen unter La Guardia, über welche der Weg zum Passo buse scure ansteigt. Hier liegen oberhalb Maltaore und Facci im Bereiche des anstehenden Thonglimmerschiefers und Grödener Sandsteins ganze Halden von abgerutschten Muschelkalkblöcken voll zahlreicher Versteinerungen, insbesondere solcher des Brachiopodenkalkes. Der Thonglimmerschiefer und Grödener Sandstein reichen anstehend noch weit höher gegen La Guardia hinauf und die gesammte überlagernde Mergel- und Kalkmasse scheint schollenweise in langsamem Niedergleiten begriffen zu sein, sich dabei förmlich in die tieferen weichen Niveaus einzuwühlen und dieselben vor sich herzuschieben. Wenn man die Erscheinungen gleitender Gebirgsmassen studiren wollte, würde die Umgebung des Val Rotolon ein recht dankbares Feld dazu sein. Schon Pirona erwähnt pag. 1156 dieser grossen verrutschten Massen am Anstiege gegen den Passo buse scure. Das Tuffniveau erscheint erst auf der Höhe dieses Passes wieder; die darunter liegenden Kalke müssen also dem Kalke des Monte Spizze entsprechen. Man hat also im Passo buse scure eine Abtragung des Hauptdolomites bis auf seine Unterlage zu verzeichnen, welche Abtragung zugleich die Hauptdolomitmasse der Gruppe des Cengio alto vollständig von jener der Cima Campobrum und Cima di Carega isolirt. Da die Masse des Cengio alto andererseits im Norden durch den ebenso tief einschneidenden Pass des Piano delle Fugazze vom Pasubio getrennt wird, so erscheint sie als ringsum isolirter Rest der einst zusammenhängenden Hauptdolomitdecke, zu deren beiden Seiten die tieferen Schichten der Wengener Eruptionsperiode oberflächlich aus dem Gebiete von Recoaro nach Tirol hinübergreifen.

Ehe wir aber zur Besprechung dieser übergehen, wird es angezeigt sein, noch bei dem Recoaro zugekehrten Abhange des Cengio alto zu verweilen. An ihm liegt eine Reihe sehr interessanter und petrefactenreicher Aufschlüsse, von denen der wichtigste wohl jener des Rückens zwischen Val Fredda und Val Calda ist. Die Kuppe des Kirchleins von Santa Giuliana besteht zunächst aus einem isolirten Reste von Grödener Sandstein und ist schon seit lange durch die Pflanzeneinschlüsse der oberen hellen Schichten bekannt. Neuestens hat Gümbel dort gesammelt. Die Schichten des Grödener Sandsteines sind am Nordabhange des Hügels sehr steil aufgerichtet. Von da gegen NW ist der Kamm niedriger und der Aufschluss reicht bis in das Grundgebirge hinab; weiterhin, etwa zwischen Marendaore und Ulbe beginnt die regelmässige Schichtfolge sich aufzubauen. Der Bellerophonkalk ist hier ansehnlich mächtig, z. Th. feinblasig-oolithisch ausgebildet und auch die unteren Theile des Werfener Schiefers sind noch sehr kalkreich; sie werden hier vorzugsweise durch jene Gesteine mit tuffigen grünen Schmitzen und Ueberrindungen der Petrefacten ausgezeichnet. In diesem auffallenden Gesteine sind insbesondere *Myacites fassaensis*, *Myophoria ovata Br.*, *Myoconcha Thielaui* und *Avicula Clarai* zu Hause. Der Fossilreichthum ist hier im Gegensatze zu den meisten übrigen Aufschlüssen von Werfener Schiefern des Gebietes von Recoaro ein erheblicher. Es ist auch seit jeher viel an dieser

Localität gesammelt worden und besonders in der ehemals Pasini'schen Sammlung (gegenwärtig im Museo civico zu Vicenza) liegen grosse Suiten von Werfener Schiefer-Petrefacten von jener Localität und von benachbarten Stellen. Die höheren Lagen des Werfener Schiefers sind auch hier wieder vorherrschend roth gefärbt und glimmerig sandig, die Rauchwacken darüber und die unteren Mergel des Muschelkalkes ebenfalls nachweisbar, alles Höhere sehr stark verstürzt. Das nächst nördlich angrenzende Val Sarraggere (schon zum Torrente Leogra gehörend) wird ebenfalls als Fossilfundort für Werfener Schichten und Muschelkalk öfters in der Literatur erwähnt.

Im oberen Val Fangosa beobachtet man ein starkes Ansteigen des Werfener Schiefers in der Richtung gegen den Cengio alto; nordwestlich oberhalb Casa Pienegonda aber schiebt sich eine stockförmige Masse von Eruptivgestein (nach Baron Foullon ein Porphyrit) in die Sedimente ein. An dessen Südseite noch, ihn scheinbar unterlagernd, beobachtet man nahe bei der genannten Häusergruppe Muschelkalk von etwas ungewöhnlichem Aussehen, schwarz, bituminös, schwarzen Feuerstein führend und an die *Dactylopora triassina*-Kalke von S. Ulderico im Tretto erinnernd. Er führt *Spirigera trigonella*, *Terebr. vulgaris* und *Terebr. angusta* in beträchtlicher Anzahl. Oestlich oberhalb Casa Pienegonda fehlt zwischen dem sehr kalkigen unteren Werfener Schiefer und dem Thonglimmerschiefer auf der Höhe des Kammes der Grödener Sandstein gänzlich; auch südlich ober Vallera (am gegenüberliegenden Rücken) scheint nur der obere kalkigere und heller gefärbte Complex des Grödener Sandsteins entwickelt zu sein; darüber liegt der untere kalkige Complex des Werfener Schiefers ähnlich, wie bei Marendaore entwickelt, die ganze isolirte Kuppe wird im Westen von Eruptivgestein abgeschnitten. Da auch noch südlicher auf dem Rücken von Starò-Lovati im Thonglimmerschiefer theilweise mächtige Eruptivgesteinsmassen auftreten, so dürften die erwähnten Unregelmässigkeiten in dem Auftreten des Grödener Sandsteines an jenen beiden Kammlinien vielleicht auf Störungen in der Lagerung zurückzuführen sein.

Die Position der Häusergruppen Riva-Focchiera-Casarotti zwischen Val Fangosa und Val Sarraggere entspricht einer ausgezeichneten flachen Schuttterrasse, die wohl glacialen Alters sein dürfte. Auch südlicher liegen auf einer zweiten solchen Terrasse die Häuser von Cichelini und Cubbi im NW von Starò.

Die prächtige Ansicht, welche der Gesammtabsturz der Cengio alto-Gruppe vom unteren Val Fangosa, bei Morgenbeleuchtung gesehen, darbietet, verdient noch besonders hervorgehoben zu werden. Man kann die annähernd horizontal verlaufenden Schichtköpfe der einzelne Formationsabtheilungen auf weite Strecken an den Abhängen hin mit dem Auge verfolgen. Besonders deutlich tritt der obere, grellroth gefärbte Werfener Schiefer nahezu längs des gesammten unteren Gehänges heraus; das darüber liegende Rauchwackenniveau hebt sich ebenfalls an vielen Stellen deutlich hervor; darüber folgen die weicheren Gehänge des unteren Muschelkalkes, die Felsabstürze des Spizzekalkes besonders im Süden, die Terrasse der Tuffe und Melaphyre und zuoberst die wildzerissenen Gipfel des Hauptdolomites. Alles vereinigt

sich, um dieses Bild nicht nur im landschaftlichen, sondern auch im geologischen Sinne zu einem der hervorragendsten zu gestalten. Im gesammten Gebiete von Recoaro kommt demselben in dieser doppelten Eigenschaft kein zweites gleich.

An die hier zuletzt besprochenen Aufschlüsse schliessen sich jene an, welche man an den Serpentinen der von Val dei Signori nach Val Arsa hinüberführenden Strasse Schio-Roveredo beobachtet. Dieses Profil, welches oberhalb Piazza mit dem Grödener Sandsteine beginnt, ist durch rauchwackenartig entwickelten „Dontkalk", eine schwach angedeutete Terrasse darüber, welche dem Durchstreichen der rothen, sandigen „Infernaschichten" entspricht, und durch einen scharf ausgeprägten klippigen Zug von Spizzekalk, welcher von Buchensteiner Kieselkalken und kieseligen Tuffen, wie bei Casa Creme, unmittelbar bedeckt wird, ausgezeichnet. Die nächst höher folgende Tuff- und Eruptivgesteinsterrasse dürfte vom Einschnitte des Pian di Fugazze bereits erreicht werden, wenn sie auch an dieser Stelle von Gehängeschutt überdeckt ist. Vom Pian di Fugazze senkt sich die Strasse sehr allmälig, im Ganzen und Grossen dem Verflächen der Tuffterrasse folgend, in's Val Arsa hinab und bald treten unter ihr in der Tiefe des Bacheinrisses steilwandig die Felsmassen des Spizzekalkes wieder zu Tage. An der Strasse selbst ist nur äusserst wenig von dem Eruptivgesteinsniveau, dem diese Thalstufe durchwegs entspricht, zu bemerken; nur an zwei Stellen, sowohl im Osten als im Westen von jenem grossen einspringenden Winkel, den die Strasse macht, um den vom Pasubiogipfel herabkommenden Graben passiren zu können, sind Spuren von anstehendem Tuff und Eruptivgestein nachweisbar. Die östlichere der beiden Stellen ist schon auf der alten Tiroler Karte verzeichnet. Südlich von jener Stelle erscheint die Strasse streckenweise in den Spizzekalk eingeschnitten. Grosse Massen von erratischen Bozener Porphyren und anderen glacialen Gesteinsblöcken liegen hier allenthalben verstreut. Jenseits der Strasse und Thalschlucht hebt sich die Tuffterrasse zwischen dem Spizzekalke und dem Hauptdolomite weit schärfer heraus und verbindet sich, um die Ausläufer des Cengio alto herum, mit den Tuffflächen des Campogrosso, die über den Sattel von Buse scure in ähnlicher Weise oberflächlich mit dem entsprechenden Niveau des Kessels von Recoaro zusammenhängen, wie jene der Val Arsa-Strasse in der Richtung über den Pass Pian delle Fugazze. Der Cengio alto ist demnach ein ringsum isolirtes Fragment von Hauptdolomit, auf Tuff und Eruptivgestein aufsitzend, und so imposant diese Gebirgsgruppe aus dem tiefen Kessel von Recoaro gesehen erscheint, so wenig bedeutend ist ihr Anblick von den Höhen des Val Arsa aus.

Oberes Val Arsa. Das obere Val Arsa[1]) erscheint, wie aus dem vorher Gesagten sich ergibt, als ein auf österreichisches Terri-

[1]) Ich kann hier nicht unterlassen, darauf hinzuweisen, dass möglicherweise auch in der Tiefe des oberen Val Ronchi bei Ala, ähnlich wie im oberen Val Arsa, auf eine geringe Erstreckung hin die obersten Niveaus der Triasablagerungen von Recoaro, also speciell die Wengener Tuffe und der Spizzekalk aufgeschlossen sein könnten. Bei Gelegenheit einer dahin im Jahre 1877 unternommenen Excursion mögen sie, wenn vorhanden, von mir deshalb übersehen worden sein, weil mir damals die Ablagerungen des Gebietes von Recoaro noch gänzlich unbekannt waren. Val Ronchi ist übrigens von colossalen Glacialschuttmassen erfüllt.

torium herübergreifender Annex des grossen Trias-Aufschlusses von Recoaro. Die Beobachtungen, die ich in diesem Gebietsantheile machte, sind aber nur sehr unzureichende, was zum Theil seinen Grund in der Abgelegenheit desselben hat. Von Recoaro aus ist es nur schwer zu begehen und ein im Spätherbste des Jahres 1881 von Roveredo aus unternommener Ausflug dahin blieb leider in Folge höchst ungünstiger Witterung resultatlos. Während das untere Val Arsa eine enge, wilde und grossartige Erosionsschlucht in Hauptdolomit und Lias darstellt, verdankt das obere Val Arsa seine grössere Culturfähigkeit dem Umstande, dass sich die Erosion bis auf und unter jene Tuff- und Eruptivgesteinsterrasse hinab erstreckt hat, welche unter dem Hauptdolomite des Pasubio einerseits und der Cima di Carega andererseits sich gegen Osten heraushebend und auf weite Strecken hin blossgelegt die wiesenreichen Untergründe der Häusergruppen von Anghebeni, Raossi und Val Arsa, von Camposilvano und der Alpenweiden von Campogrosso bildet. Die steilwandigen Schluchten, welche diese Tuffterrasse durchfurchen, sind in die tieferen Niveaus des Spizzekalkes und bis in den unteren Muschelkalk hinab eingenagt. Man hat also im oberen Val Arsa dreierlei Elemente des Thalprofiles zu unterscheiden; eine untere steilwandige, grösstentheils unzugängliche Schlucht, eine darüber sich allseitig um den Fuss der höheren Gebirge schlingende, grüne, von Ortschaften und Alpenweiden eingenommene Terrasse, die stellenweise sich zu ansehnlicher Breite erweitert, und darüber endlich die Dolomitabstürze des Hochgebirges. Es ist bereits erwähnt worden, dass am rechten Ufer des Val Arsa nur an einigen Punkten an der Strasse das Gestein der Tuffterrasse anstehend nachweisbar sei; besser aufgeschlossen ist dasselbe in den Gräben der Alpenweiden des Campogrosso, wo man sowohl Tuffe als feste Eruptivmassen (Melaphyre und rothe Glimmerporphyrite) beobachten kann und unter ihnen die obersten Spizzekalke in der Entwicklung von Fongara mit gar nicht seltenen wohlerhaltenen Petrefacten antrifft. Die Ausbeutung dieser Fauna würde allerdings einen längeren Aufenthalt in diesen Gebieten erfordern, aber wohl auch lohnen. Das Tuffterrain selbst reicht jedenfalls bis unterhalb Anghebeni, Sega und Aste thalabwärts, den Spizzekalk findet man anstehend und typisch entwickelt noch südlich unterhalb Anghebeni.

In der Tiefe des Val Discinella (linker Seitenast des Val Arsa) erscheint unter dem Spizzekalke in halber Höhe der Felswand südlich gegenüber Camposilvano der grellroth gefärbte, sandige Horizont der „Infernaschichten“; im Thalboden und Bachbette liegen zahlreiche Platten des knolligen, tieferen Muschelkalkes, welcher insbesondere südwestlich gegenüber Piazza di Valarsa in einzelnen Giessbächen gut aufgeschlossen sein dürfte. Graublaues, knotigwulstiges, plattig brechendes Gestein des Muschelkalkes, hier sehr petrefactenarm, steht auch noch in der Thaltiefe westlich unterhalb Piazza und Raossi an.

4. Südöstliche Umrandung (zwischen Torrente Agno und Torrente Leogra) oder Höhenrücken von Rovegliana mit dem Monte Civellina, Montenaro und Monte Scandolara.

Die beiden Abdachungen dieses Höhenrückens, der eine Strecke weit die Wasserscheide zwischen Agno und Leogra bildet, sind sehr

ungleich aufgeschlossen. Der südliche, dem Agno zugekehrte Abhang, welcher beiläufig den Schichtflächen entspricht, besitzt nahezu gar keine genügenden Aufschlüsse, während der nördliche, gegen das Leogra-Thal gekehrte nahezu in jedem Graben die prachtvollsten Profile vom Grundgebirge an bis zu den flimmernden „Dontkalken“ aufweist, wie denn diesem Abhange die von altersher berühmteste Petrefactenlocalität des Recoarischen Muschelkalkes — Rovegliana — (das Dorf gleichen Namens liegt übrigens am Südabhange) zufällt. Entsprechend der Schichtstellung hebt sich weit unterhalb Recoaro (nahe unter der Häusergruppe Facchini südlich von Rovegliana) die Trias aus dem Agnothale, und steigt sehr allmälig an, so dass beispielsweise bei Caneva südlich der Kirche von Rovegliana Spuren des oberen Werfener Schiefers sichtbar werden, während südöstlicher (etwa bei Vasselari) hie und da in tiefen Bacheinrissen das *Encrinus-gracilis*-Niveau des unteren Muschelkalkes aufgeschlossen ist. Nordwestlicher dagegen, am Ausgehenden der Triasauflagerung, auf den Höhen von Spanesetta und Brusati nahe bei Recoaro, wo der Muschelkalk bereits abgetragen ist, hat man auch an der Südseite des Rückens bessere Aufschlüsse in den liegenden Complexen der Serie zu verzeichnen. So trifft man schon unterhalb des Ortes Spanesetta den rothen Grödener Sandstein mächtig entwickelt an, während oberhalb (nördlich) dieser Häusergruppe die höheren weiss- und graugefärbten Schichten dieses Niveaus mit zahlreichen Pflanzenspuren und kohligen Resten in einem Steinbruche aufgeschlossen sind; darüber folgt grauer Kalk der Bellerophonschichten, der auch hier nicht völlig petrefactenleer ist, indem sich der Durchschnitt eines Bellerophon (?) darin fand. Die oberste Kuppe, zugleich die westlichste des Zuges von Rovegliana, bildet hier der Werfener Schiefer, unten wie gewöhnlich grau und kalkig, oben roth und sandigmergelig. Aehnliche Aufschlüsse beobachtet man an der Westseite dieser Kuppe, unter welcher der Fahrweg von Recoaro nach Starò führt. Doch erscheint hier die regelmässige Lagerung durch nachträglich in Folge der Denudation im Ausgehenden der Schichten stattgehabte Abrutschungen und sonstige locale Störungen vielfach verworren und unregelmässig. Bei Floriani und Clocheta reicht der Grödener Sandstein unverhältnissmässig tief gegen Recoaro hinab. An der Stelle, wo die Strasse in Serpentinen abzusteigen beginnt, beobachtet man einen Gang zersetzten Eruptivgesteines im Grödener Sandstein, etwa senkrecht durchsetzend mit mergeligen Saalbändern und zum Gange paralleler Klüftung bei gleichzeitig verwischter Schichtung des Sandsteines an beiden Seiten, so dass man, da Gang und Sandstein gleichmässig schmutzig gefärbt sind, den Eindruck erhält, als stecke in einer horizontal gelagerten Masse von Grödener Sandstein eine vertical gelagerte Partie mitten darin.

An diese zuletzt erwähnten Aufschlüsse reihen sich jene der Nordabdachung des Rückens von Rovegliana. Es seien nur einige ganz hervorragende Stellen unter diesen hervorgehoben. So existirt eine der prachtvollsten Entblössungen des Grödener Sandsteines, und zwar speciell seiner jüngeren Schichten in dem Hohlwege zwischen den Häusergruppen Scocchi und Conegatti; in verschiedenen Lagen bemerkt man auch hier Pflanzenspuren und kohlige Schmitzchen. Weiter südöstlich liegen in den obersten Gräben des Val Mondonuovo die berühmten Fundorte der

Muschelkalkfauna von Rovegliana. Nicht weit oberhalb Mondonuovo wird im linksseitigen Hauptaste des Wasserlaufs der Thonglimmerschiefer zunächst von gut aufgeschlossenem Grödener Sandsteine, dessen höhere pflanzenführende Schichten sammt dem Bellerophonkalke auch hier ausgezeichnet entwickelt sind, überlagert. Die nächstfolgenden älteren, kalkigen Werfener Schiefer sind weniger genügend, desto besser aber die hangenden rothen Schichten dieses Niveaus aufgeschlossen, und ihren Abschluss nach oben bildet die mächtig entwickelte Rauchwacke, die als fortlaufender Absturz allenthalben an diesen Gehängen zu verfolgen ist und für die Cartirung einen ganz vorzüglichen Anhaltspunkt bildet. Sie wird im Val Mondonuovo von einer mächtigen Gypslinse bedeckt und über dem Gypsbruche erhebt sich hier ein steiler, rutschender Abhang, aus unterem Muschelkalke bestehend, der auch an dieser Stelle durch eine Einlagerung von bunten Mergeln von den höher folgenden Brachiopodenkalken getrennt erscheint. Der Kamm selbst wird zwischen Busellati und Passo di Commenda fast durchaus aus südwärts, resp. südostwärts fallenden Bänken des braunverwitternden „Dontkalkes" gebildet, dessen grössere Widerstandsfähigkeit gegen die atmosphärischen Einflüsse auch die darunter liegenden weicheren Schichten vor der Abtragung schützte, der sie auf weite Strecken des Gebietes bereits zum Opfer gefallen sind. Am Passo di Commenda selbst ist diese Decke des Dontkalkes durchnagt und die Brachiopodenkalke und weichen mergeligen, theilweise buntgefärbten Schichten des unteren Muschelkalkes kommen darunter zum Vorscheine. Oestlich über dem Kreuze am Commendasattel stehen die knolligen Schichten mit *Encrinus gracilis* an, darüber zunächst mergelige grünliche Schichten mit zahlreichen schön sculpturirten Steinkernen der *Myophoria vulgaris*, noch höher mergelige röthlich-violette und bläulichgraue Schichten (die bunten Mergel zwischen *Encrinus gracilis*-Schichten und Brachiopodenkalk, welche Benecke erwähnt), und endlich die Brachiopoden- und „Dontkalke", über denen gegen die Höhen der Civellina deutlich das rothe sandige Niveau im Liegenden des Spizzekalkes wahrgenommen werden kann. Die Höhen des felsigen Monte Civellina, sowie des nordöstlicher liegenden Montenaro, Monte Cengio und Monte Castello di Pieve sind Spizzekalk. Derselbe ist hier sehr erzreich und insbesondere an seinen südöstlichen Hängen äusserst zerrüttet. Sowohl an der Civellina als am Montenaro über Riolo ist er erfüllt von Dactyloporen. Die Lagerung gegenüber dem über den Retassene-Sattel zwischen Civellina und Scandolara durchsetzenden Eruptivgesteinszuge ist besonders an den entsprechenden Abhängen der Civellina selbst durchaus nicht klar ersichtlich, zum Theil wohl in Folge der hier jedenfalls starken Aufrichtung der Schichten die bereits jener Kniefalte zufallen, deren Existenz schon oben für diese Stelle hervorgehoben wurde. An einer Stelle und zwar nahe nordwestlich vom Retassene-Sattel, an dem Fusswege, welcher zum Passo di Commenda hinüberführt, fanden sich lose Stücke typischen Buchensteiner Kalkes und zwar gerade da, wo dieses Niveau zwischen Spizzekalk und Eruptivgesteinszug durchsetzen müsste, ein Beweis dafür, dass auch hier die vollständige Schichtenreihe, wenn auch streckenweise durch tektonische Einflüsse gestört, vorhanden sein wird. Weiter gegen Nordost, im oberen Val Zuccanti, trifft man an der Grenze zwischen

dem Spizzekalke des Montenaro und Cengio und dem Eruptivgesteinszuge bereits jene Thonwäschereien, welche im Tretto bei Schio allenthalben ihr Material den zersetzten hellen Tuffen der Buchensteiner Schichten zu entnehmen pflegen. Auf der Höhe des Retassene-Sattels selbst scheinen dieselben oder ungefähr dieselben Gesteine zur Darstellung der künstlichen „*Aqua Catulliana*“ Verwendung zu finden. Dieses Mineralwasser wird durch Auslaugen des betreffenden Materials mittelst der atmosphärischen Niederschläge gewonnen, ist dunkelgelb von Farbe, und besitzt einen ganz abscheulichen Alaungeschmack.

Die unmittelbare Zusammengehörigkeit des Spizzekalkes vom Monte Civellina mit jenem des Montenaro ist nicht klar ersichtlich, die Abhänge des Montenaro selbst oberhab Manfron sind äusserst wenig aufgeschlossen, bei den unteren Häusern von Manfron steht schon der Thonglimmerschiefer an. Etwas östlicher dagegen in der Nähe von Casarotti (SW. von Torrebelvicino) sind die Aufschlüsse genügend, um sich von der Existenz der ganzen Schichtreihe zwischen Thonglimmerschiefer und Spizzekalk zu überzeugen. Werfener Schiefer und unterer Muschelkalk (*Encrinus gracilis*-Sch.) sind besonders gut aufgeschlossen, das höher folgende wohl verstürzt, aber die Lücke bis zum Spizzekalk genügend gross, um mit Sicherheit auf das Vorhandensein aller Zwischenglieder schliessen zu können. Der Spizzekalk führt auch hier zahlreiche Dactyloporen. Val Zuccanti durchbricht in seinem untersten Theile diesen Spizzekalkzug, so dass rechts noch der Monte Castello di Pieve diesem Niveau zufällt, der Eruptivgesteinszug aber über die Höhen südlich davon in das Thälchen von Pieve hinübersetzt. Hier hat man eigenthümliche Lagerungs-Verhältnisse zu constatiren. Die Höhen rechts (südöstlich) von Pieve gehören bereits jenem flachlagernden vicentinischen Vorgebirgslande an, das sich an die das Hochgebirge von Recoaro nach aussen abschliessende Kniefalte anreiht. Das Tiefste, was unmittelbar im Südosten von Pieve aufgeschlossen ist, dürfte kaum älter sein als der Diphyakalk des obersten Jura, während höher sofort flachlagernder Biancone und darüber Scaglia folgt, gekrönt von einzelnen isolirten Lappen der tiefeocänen Spileccotuffe, welche im Gebiete von Magré allenthalben in grosser Mächtigkeit entwickelt sind. Zwischen diesem niedrigeren und flachgelagerten Berglande und den Höhen der Scandolara läuft aber offenbar ein Längsbruch durch, der bestimmt am Südostfusse der Scandolara oberhalb Giovo (Giogo) di Crocchi nachweisbar ist, wo zwischen Spileccotuff im Südosten und dem aus sehr zerknitterten Biancone bestehenden Abhange des Monte Scandolara die Scaglia fehlt, während sie doch in nächster Nähe im Süden und Norden unter dem Spileccotuffe zu Tage tritt. Diese Bruchlinie, die den Südostabfall der Scandolara begrenzt, scheint nun in nordnordöstlicher Richtung gegen Pieve abzulenken und hier den Umstand zu bedingen, dass im unteren Theile des Thälchens von Pieve der Melaphyr des Wengener Eruptivzuges am linken Gehänge dem obersten Jura und der Kreide des rechten Gehänges unvermittelt gegenübertritt. Thalaufwärts, da wo die Abhänge der Scandolara sich steiler erheben, existirt die vollständige Schichtfolge. Beim Anstiege südlich über Mercanti gelangt man oberhalb des Eruptivgesteinszuges zuerst in Hauptdolomit und sodann in die versteinerungsreichen „grauen Kalke“ des

Lias, welche auch hier zahlreiche *Terebratula Rotzoana* und *Terebratula Renieri* führen und insbesondere an mergeligen, dünnplattigen Lagen reich sind, welche wie in den Steinbrüchen von Sega di Noriglio bei Roveredo zahlreiche kleine Bivalven enthalten. Gleich darüber folgt Ammonitico rosso; ist eine Vertretung des Oolithes von S. Vigilio da, so muss sie äusserst gering an Mächtigkeit sein. Die Höhen der Scandolara sind schon Biancone. Der Hauptdolomit des Scandolara-Abhanges gegen Retassene steht an der Sattelhöhe zwischen jenem Thale und Val Zuccanti nahezu senkrecht oder fällt sehr steil gegen Südost. Etwas unterhalb des Sattels im obersten Val Zuccanti kann man auch ganz deutlich in seinem Liegenden aufgeschlossen geschichtete Tuffe und Eruptivgesteine beobachten, welche genau dasselbe sehr steil südöstliche Verflächen besitzen. Es sind nach Baron Foullon's Untersuchungen Melaphyre und Diabasporphyrite hier vorhanden; die Tuffe führen Quarz. Am jenseitigen Abstiege (gegen Val Agno) richtet sich der Dolomit vollends senkrecht auf und fällt endlich sehr steil gegen Nord, ist also überkippt. Die Verwitterungsfarbe des Hauptdolomites ist hier, sowie jenseits des Agno an den nördlichen Gehängen des Monte Torrigi eine ganz ungewöhnliche, ziemlich grell röthlichgelbe, und dürfte wohl in ursächlichem Zusammenhange stehen mit seiner ganz ausserordentlichen Zerrüttung und der dadurch bedingten ungewöhnlich starken Zersetzung. Vielleicht spielen auch Beimengungen aus den Eruptivgesteinen in seinem Liegenden dabei eine Rolle. Thalabwärts am linken Ufer des Agno legt er sich wieder flacher, gegen SO fallend, bis man endlich nördlich gegenüber Sta. Maria Pane in sacco sehr unvermittelt auf nahezu horizontal liegende „graue Kalke" stösst, welche jenseits des Torrente Rialbo Bivalvenauswitterungen und Lithiotisbänke führen. Ammonitico rosso habe ich hier nur in losen Stücken gesehen. Weiterhin folgt weisser, dickbankiger, dichter, feuersteinführender Kalk des obersten Jura oder der untersten Kreide, der noch an der Kirche von Novale (Cardinii) ansteht, darüber legt sich regelrecht der dünne plattige Biancone, sowie Scaglia und Eocän. Es ist mir nicht unwahrscheinlich, dass an jener obenerwähnten Stelle, an welcher der „graue Kalk" so unvermittelt an den Dolomit stösst, die Fortsetzung der auf der Kammhöhe von Giovo constatirten Bruchlinie zwischen der Scandolara und dem im SO anschliessenden Vorgebirge durchläuft, deren weitere südwestliche Verlängerung dann mit der steilen Schichtstellung am Südostabhange des Monte Torrigi correspondiren würde. Es ist bereits oben hervorgehoben worden, dass man bei flüchtiger Begehung des Agnothales zwischen Recoaro und Valdagno leicht in die Lage kommen kann, den Hauptdolomit und Lias, insbesondere am rechtseitigen Gehänge, ganz zu übersehen, da die unverhältnissmässig geringe Mächtigkeit dieses Schichtencomplexes in Verbindung mit dem Umstande, dass die Gehänge des Monte Torrigi bei San Quirico-Marchesini fast gar nicht aufgeschlossen sind, die Breite des in Rede stehenden Gesteinszuges durch die starke Erweiterung des Val Fongara in der Nähe seiner Ausmündung überdies noch bedeutend reducirt ist, eben so viele Faktoren sind, welche die wahre Natur der hier durchstreichenden Gesteinszüge verhüllen und unkenntlich machen müssen. Schon v. Schauroth war der grelle und unvermittelte Ueber-

gang von den älteren Ablagerungen der Umrandung des Kessels von Recoaro zu den in viel tieferer Lage befindlichen jüngeren Bildungen, die im Südosten hier angrenzen, aufgefallen und er hatte sich veranlasst gesehen, hier eine Dislocationsspalte anzunehmen, längs welcher dieses Aneinanderstossen bewirkt werde. Eine solche ist ohne Zweifel gegen Nordosten jenseits des Agno vorhanden, wie bereits gezeigt wurde, und zwar tritt dieselbe bei Pieve weitaus präciser hervor, weil sie hier eine grössere Sprunghöhe besitzt, als an dem Südostgehänge der Scandolara. Am rechten Agno-Ufer dagegen existirt offenbar eine noch nicht bis zur Längsbruchlinie vorgeschrittene Kniefalte als Verbindungsglied zwischen den hochliegenden älteren Ablagerungen im Nordwesten und den tiefliegenden jüngeren Bildungen im Südosten. Mag auch der Hauptdolomit noch so geringmächtig entwickelt sein, er ist am Monte Torrigi und am Nordgehänge des von diesem Berge gegen S. Quirico ziehenden Rückens vorhanden; über ihm oder senkrecht neben ihn gestellt, folgt, wie an der Scandolara, geringmächtig der „graue Kalk" des Lias, in dem südlich oberhalb S. Quirico die obligaten Terebrateln gesammelt und Lithiotis constatirt wurden; lose, von oben hinabgerollte Stücke des Ammonitito rosso sind sehr häufig; schon Pirona citirt pag. 1158 das Vorkommen von „*calcarea ammonitica*" am Monte Torrigi, indessen ohne genauere Angabe des Fundpunctes. Die Hauptmasse des Südostgehänges aber besteht aus sehr zerknitterten Bianconeschichten, die zumeist ebenfalls äusserst steil aufgerichtet sind, welche steile Schichtstellung aber schon unter der benachbarten Kirche Sta. Maria einer sehr flachen Platz macht; am Südostfusse des Torrigi-Rückens legt sich regelrecht auf den Biancone di Scaglia, welche auf der Höhe zwischen Marchesini und Campo da Maso ebenfalls steil aufgerichtet und überdies theilweise auffallend umgeändert erscheint, sodann folgt der Spileccotuff und der Nummulitenkalk von Pulli, im Nordflügel ebenfalls noch vollkommen senkrecht stehend, im Monte Pulli selbst umbiegend und flache Lagerung annehmend, wie das in Profil III, dargestellt wurde. Die Fortsetzung dieser ausgezeichneten Kniefalte, die als wahre südliche Begrenzung des Triasgebietes von Recoaro im geologischen Sinne gelten darf, verläuft, wie ich schon bei einer früheren Gelegenheit zu erwähnen hatte (Verh. 1877, pag. 229) längs des Südabhanges der Cima della Fratta, durch das Chiampothal bei der Häusergruppe Langri oberhalb Crespadoro und über den Monte Spizze bei Campofontana. Da auf diese Verhältnisse bei einer nächsten Veranlassung zurückzukommen sein wird, so sei hier nur noch beigefügt, dass der tiefausgewaschene obere Thalkessel von Val Chiampo, also das Gebiet von Campo d'Albero, solchergestalt als tektonische Dependenz des Gebietes von Recoaro betrachtet werden kann. Die unter dem Hauptdolomit liegenden Tuffe und Eruptivgesteine müssen im Kessel von Campo d'Albero nahezu erreicht sein, wenn das nicht vielleicht wirklich schon der Fall ist. Von der merkwürdigen Störungslinie am südlichen und südöstlichen Rande des Gebietes von Recoaro wird bei Besprechung der Ablagerungen am Südrande des Tretto, welche von derselben ebenfalls beeinflusst werden, nochmals die Rede sein.

5. Abschnitt nördlich vom Val Leogra (Monte Enna, Val dei Conti, Monte Alba und Abhänge des Monte Pasubio).

Der Monte Enna über Torrebelvicino ist eine flach gelagerte Partie triassischer Gesteine und entspricht als linksseitiger Denudationsüberrest genau dem im vorhergehenden Abschnitte behandelten Höhenrücken von Rovegliana am rechten Ufer des Torrente Leogra; mit dem Unterschiede, dass die Kuppe des Monte Enna noch Spizzekalk trägt, während der Kamm von Rovegliana bereits frei davon ist — bis auf die Civellina, welche aber eigentlich schon der im Südosten folgenden Kniefalte zugezählt werden muss. Die nordöstliche Fortsetzung dieser Kniefalte ist am Monte Enna selbst nicht nachweisbar, an dessen südöstlichstem Ausläufer zwischen Torrente Leogra und Torrente Gogna aber gerade noch angedeutet durch eine kleine isolirte Masse von gegen Süden einfallendem Dolomit, bezüglich dessen Altersstellung, ob Spizzekalk, ob Hauptdolomit, man im Zweifel bleibt. Ein geringmächtiges und wenig aufgeschlossenes Vorkommen von Eruptivgestein trennt diesen Dolomit vom Thonglimmerschiefer, der von Torrebelvicino über den niedrigen Rücken bis an die Abhänge des unteren Gognathales hinüberreicht. Was im Nordwesten darüber folgt, ist regelmässig und flach aufgelagertes Triasterrain.

Die Beobachtungen, die mir bezüglich des Monte Enna zu Gebote stehen, sind ziemlich dürftige. Das östliche, resp. nordöstliche Gehänge gegen den Torrente Gogna hinab ist äussert ungenügend aufgeschlossen. Besser entblösst ist der südliche Abhang oberhalb Torrebelvicino. Es wurde bereits hervorgehoben, dass hier insbesondere jene rothen, sandigen und breccienartigen Gesteine zwischen dem petrefactenreichen unteren Muschelkalke und dem Spizzekalke mächtig entwickelt auftreten. Noch zuoberst unter den Felsen des Spizzekalkes stehen mächtige Massen der grellroth gefärbten sandigen Schichten an; über ihnen folgt erst eine geringe Lage von schwarzem Dactyloporenkalke wie im Tretto und sodann der schöne, weisse Spizzekalk, mit theilweise riesenoolithischer Structur und ganz erfüllt von Dactyloporen. Auch der Westabhang des Monte Enna bietet wenig Aufschlüsse; lose Stücke des Brachiopodenkalkes findet man in den Mauern nordöstlich oberhalb der Ortschaft Enna. An dieser Seite reicht der Thonglimmerschiefer schon hoch hinan; die zu der Gemeinde Val dei Conti gehörenden weitverstreuten Häusergruppen liegen z. gr. Th. noch im Bereiche des Grundgebirges und erst einige der höchstgelegenen von ihnen, so Manozzo unterhalb Ortigara, fallen dem Verbreitungsgebiete des Grödener Sandsteines zu. Oberhalb Val dei Conti und zwischen dieser Ortschaft und den weit höherliegenden Häusergruppen Ortigara und Camperi steckt eine grössere Eruptivgesteinsmasse — nach Bar. Foullon's Untersuchungen ein Porphyrit — inmitten der Trias. Zwischen Monte Enna und Ortigara sind die Verhältnisse nicht sehr klar, was wohl davon herrührt, dass hier einmal die Bruchlinie von Schio durchläuft und dass an der Westseite derselben über dem Thonglimmerschiefer nur sehr geringe Reste triassischer Bildungen erhalten sind, die noch dazu von mehreren tiefen Bacheinrissen durchwaschen und ausserdem von colossalem Gehängeschuttmassen des Dolomitgebirges überdeckt werden. Westlich von

Ortigara wurde das Vorkommen von Muschelkalk und zwar von rauchwackenartigen Schichten, die wahrscheinlich dem braunverwitternden „Dontkalke“ angehören, constatirt. Darüber liegt eine schwache Kuppe von Spizzekalk; Alles fällt steil gegen Süd. Oberhalb Camperi liegt typisch entwickelter, brauner, flimmernder „Dontkalk“, gegen die Hauptdolomitwände des Monte Zollota steil aufgerichtet; wenig westlicher sind Spuren des rothen sandigen Niveaus nachweisbar; nahe am Anstiege zum Col Posina oberhalb Pozza findet sich ein Aufschluss in den *Encrinus gracilis*-Schichten mit *Encrinus gracilis* selbst und zahlreichen *Pecten discites Schloth.* Noch westlicher liegt Werfener Schiefer gut aufgeschlossen schon unter dem Eruptivgesteinsabhange der Albagruppe, westlich vom Anstiege zum Col Posina. Zwischen den Aufschlüssen des Muschelkalkes mit *Encrinus gracilis* und denen des Werfener Schiefers mag eine locale Störung durchlaufen, da der Muschelkalk deutlich vom Werfener Schiefer weg-, der Werfener Schiefer selbst aber scheinbar unter das Eruptivgestein einfällt. Die herrschende Fallrichtung ist dabei im Allgemeinen eine steilsüdlich geneigte und zwar besonders stark in der Nähe der Hauptdolomitgrenze; mit dieser parallele Brüche durchsetzen den Werfener Schiefer und die einzelnen zwischen zwei solchen Brüchen eingeschlossenen Gesteinspartien sind desto steiler aufgerichtet, je näher der Hauptdolomitgrenze sie liegen. Am gesammten Südabhange der Eruptivgesteinskette des Monte Alba wiederholen sich ähnliche Erscheinungen. Es ist hier über dem Thonglimmerschiefer nur mehr Grödener Sandstein und Werfener Schiefer in einigermassen ansehnlicheren Partien erhalten; von höheren Schichten erscheint der Muschelkalk nur mehr in sehr sporadischen Schollen. Die Aufschlüsse sind nicht zahlreich, insbesondere im Osten, da die ausgedehnten Schuttbalden der hochansteigenden Eruptivmasse die Abhänge verdecken. Ebenso wie der Thonglimmerschiefer selbst, steigen die ihm auflagernden Triaslappen gegen das Gehänge des Eruptivstockes merklich an. Das ist am besten zu beobachten in den Gräben um Curtiana. Hier ist übrigens fast nur noch der Grödener Sandstein übrig geblieben, selbst der Werfener Schiefer tritt bereits spärlich genug auf. Noch westlicher, nahe bei Cicheleri endlich betritt man wieder die Region regelmässiger Lagerung und die einzelnen Trias-Niveaus ziehen von der Val Arsa-Strasse, wo sie bereits oben erwähnt wurden, in regelmässigen Zonen am Fusse des Pasubio herüber, um an dem Eruptivgesteine des Alba-Rückens plötzlich scharf abzustossen. Oberhalb Cicheleri am Pasubioabhange grenzt Muschelkalk an die Eruptivmasse; an der Contactstelle sind dicke Bänke von Eruptivgestein nach Art von Lagergängen zwischen die Muschelkalkschichten eingedrungen. Mehrfach trifft man hier sterile abrutschende Gehänge aus *Encrinus gracilis*-Schichten, die reich sind an *Myophoria vulgaris*, *Gervillia mytiloides*, *Gervillia costata*, *Modiola triquetra*, *Pecten discites* und *Encrinus gracilis*. Ueberschreitet man den Eruptivstock von Curtiana aus auf dem Coll' di Zomo, so trifft man jenseits des Sattels zunächst am Eruptivgesteine abermals Muschelkalk, und zwar wieder die mergeligen *Encrinus gracilis*-Schichten mit zahlreichen schlechterhaltenen Gastropodensteinkernen und darüber im Westen und Nordwesten bauen sich am Abhange des Pasubio regelrecht Rauchwackenkalke, rothe sandige Schichten, ausgezeichnet und typisch entwickelte

Spizzekalke auf. Zwischen deren oberer Kante und dem Fusse der Hauptdolomitwände des Pasubio aber breitet sich auch hier eine — allerdings ziemlich schmale — Terrasse von Wiesengründen und Alpenweiden aus, in deren Einrissen die Buchensteiner Knollenkalke und kieseligen Tuffe mit Spuren von Daonellen anstehen, während in den Tuffen des Untergrundes der Weideflächen die weitverbreiteten und charakteristischen rothen Glimmerporphyrite zu finden sind. Alles senkt sich hier so steil gegen Nord oder Nordwest, dass die obersten Schichten — das Tuffniveau — wohl bereits in der Gegend von Doppio oberhalb Posina unter der Thalfurche verschwinden müssen. Leider kann das nur annähernd bestimmt werden, da die im oberen Val Posina angehäuften Schuttmassen eine genaue Beobachtung des in der Thalsohle Anstehenden unmöglich machen. Was ich über die dem Pasubioabfalle angehörende Thalstrecke des Val Posina erfahren konnte (zwei von den in dieses sehr entlegene Thal unternommenen drei Excursionen waren in Folge andauerndern Unwetters nahezu ganz resultatlos) ist Folgendes: In dem von den Häusergruppen Zamboni-Ligazoli gegen Posina herabziehenden Graben und zwar nur in dem Theile unmittelbar südöstlich unter jenen Orten — tiefer nicht — ist das Grundgebirge, der Thonglimmerschiefer, aufgeschlossen und wird regelmässig, wie überall im Gebiete von Recoaro, von den triassischen Gebilden überlagert. Der etwa in der Höhe von Ligazoli auftretende Werfener Schiefer senkt sich dergestalt, dass er bereits am rechtseitigen Ausgange der Schlucht des Boale di Pasubio gegenüber Ledra das Niveau der Thalsohle erreicht. Die auffallenden Felsschroffen an den unteren Gehängen des Pasubio zwischen Boale di Pasubio und Val Serrapache sind entschieden schon Hauptdolomit, so dass die Eruptivmasse unmittelbar darunter durchziehen dürfte. Den Nordabhang der Eruptivmasse des Monte Alba habe ich nicht begangen, es kann aber wohl als sicher gelten, dass diese gesammte, sehr ausgedehnte Partie von Eruptivgestein, welche sowohl südlich als westlich, als auch nördlich (bei Ligazoli - Zamboni) von triassischen Gebilden umgeben wird, dergestalt dass diese in regelmässiger Anordnung und allseits correspondirender Höhenlage auftreten, ohne an den Contactgrenzen wesentliche Störungen zu zeigen — abgesehen von jenem an der Südseite constatirtem Ansteigen in der Richtung gegen die Eruptivmasse, — als ein stockförmiges Vorkommen aufzufassen sein wird. Die vom Südgehänge des Monte Alba mitgenommenen Proben des Eruptivgesteins wurden von Baron Foullon untersucht und als Porphyrite erkannt, so wie jene des benachbarten, südöstlicher liegenden Vorkommens oberhalb Valle di Conti. Die Gehänge dieser Eruptivgesteinsmassen, insbesondere jene des Monte Alba, fallen schon von Weitem durch ihre düsterrothgraue Verwitterungsfarbe, die denen von Serpentinmassen ähnelt, auf.

B. Gebiet nordöstlich von der Querbruchlinie von Schio.

Dasselbe ist räumlich viel weniger ausgedehnt und seine Aufschlüsse reichen nirgends so tief hinab wie in dem westlichen Gebietsantheile. Es wird überdies durch die Hauptdolomitmasse des Monte Sciopaore-Priafora in zwei Aufschlussgebiete getrennt, in ein nordwestliches,

dem Val Posina zufallendes, als dessen Tiefstes mit Sicherheit nur das Eruptivgesteinsniveau zunächst unter dem Hauptdolomit erkannt wurde, und ein südöstlicher liegendes, das Tretto bei Schio, dessen Aufschlüsse bis in die tiefsten Triasglieder hinabreichen; nur Grödener Sandstein wurde nicht mit Sicherheit constatirt, ist aber wohl im westlichen Seitenthale des Torrente Timonchio noch vorhanden, wenn nicht hier vielleicht sogar das Grundgebirge zum Vorschein kommt, was nach der Tiefe des Einrisses nicht ausser Möglichkeit steht.

I. Gebietsantheil des Val Posina und des Val Laghi.

Die Tiefe des Val Posina von Posina abwärts bis gegen Castana, sowie die untersten Gehänge der angrenzenden Höhenzüge werden von grünen Wiesenflächen, welche allenthalben mit zerstreuten Häusergruppen besetzt sind, eingenommen. Sie dürften ausschliesslich dem Eruptivgesteinsniveau im Liegenden des Hauptdolomites entsprechen. Zwischen Posina und dem nördlich davon weit höher liegendem Gebiete von Cavallaro scheint ein ziemlich rasches Ansteigen dieser Eruptivgesteins- und Tuff-Decke zu erfolgen und von Cavallaro greift dieselbe in die Umgebung von Laghi hinüber, auch hier die bewohnten unteren Gehänge einnehmend. Die südöstliche Begrenzung dieses Eruptivgesteinsaufschlusses von Laghi gegen den Dolomitrücken des Monte Gamonda ist eine sehr scharfe und geradlinige und entspricht möglicherweise einer Längsstörung. Auch die südwestliche Begrenzung des Gamondarückens ist eine ähnlich scharfe. Die Dolomitkuppen nördlich ober Posina dagegen sind wohl Denudationsreste des Hauptdolomits über der Eruptivdecke selbst. Zur Beantwortung der Frage, ob etwa in dem Graben unterhalb Cavallaro (gegen Laghi) oder an dem Abhange oberhalb Posina nördlich die Aufschlüsse hie und da unter das Eruptivniveau hinabreichen, fehlen mir genügende Anhaltspunkte. Wichtig für die Constatirung der Thatsache, dass die Bruchlinie von Schio auch noch im oberen Val Posina nachweisbar ist, scheint mir vor Allem der Umstand zu sein, dass man von Posina in südwestlicher Richtung ansteigend zunächst nur Eruptivgesteine, welche ich nach Lagerung und Beziehung zu den Hauptdolomitabstürzen des Monte Zollota nur für den Wengener Decken zufallend halten kann, antrifft, während man in den höheren Theilen des Gehänges, im Graben unter Ligazoli-Zamboni auf den Thonglimmerschiefer stösst, über dem sich, wie bereits bemerkt wurde, gegen den Pasubio hin die triassische Schichtreihe regelmässig aufbaut. Halbwegs zwischen Posina und Ligazoli läuft daher jedenfalls eine bedeutende Störungslinie durch, welche die höhere Lage des Thonglimmerschiefers im Westen gegen das Wengener Eruptivniveau im Osten bedingt. Bezüglich des Eruptivgesteines vom Val Posina wäre noch zu erinnern, dass Baron Foullon Proben, die halbwegs zwischen Fucina und Castana am linken Gehänge geschlagen wurden, als Quarzporphyr und in einem von Mojentale bei Cavallaro stammenden, röthlichem, pechsteinartigem Vorkommen ein Gestein, das wahrscheinlich ursprünglich ein Quarzporphyrit war, erkannte.

2. Das Tretto bei Schio.

Die soeben besprochenen Aufschlüsse des Tuff- und Eruptivgesteinsniveaus im Val Posina werden durch die mächtige auflagernde Masse von Hauptdolomit des Monte Sciopaore-Priafora oberflächlich getrennt von den weit tiefergehenden Aufschlüssen des Tretto (richtiger I Tretti) bei Schio, welche fast am Aussenrande der Alpen noch einmal sehr alte Sedimente erscheinen lassen. Es wurde bereits bemerkt, dass der Hauptdolomit der Sciopaore-Gruppe stellenweise noch seine volle Mächtigkeit besitzt, indem deren westlichster Gipfel, der Monte Zollota, noch eine kleine Partie von grauen Liaskalken, von Terebratula Rotzoana erfüllt, trägt. Das Tretto besteht aus zwei Thälern, dem das Torrente Gogna im Westen und jenem des dreitheiligen Torrente Timonchio im Osten; das mittlere der drei Quellthäler des Torrente Timonchio, welches zwischen den beiden Hauptgemeinden San Ulderico und S. Rocco durchzieht, heisst Val Orco. Dem Torrente Gogna fällt die dritte Gemeinde Sta. Caterina zu. Die Wasserscheide zwischen beiden Thalgebieten wird von dem Rücken der Guizze di Schio gebildet, in dessen nördlicher, noch höher liegenden Fortsetzung gegen die Hauptdolomitgruppe des Monte Sciopaore die kleine Häusergruppe Rossi liegt. Das Gebiet des Torrente Timonchio ist weitaus ausgedehnter als jenes des Gogna; letzterer Wasserlauf zeichnet sich durch ausserordentlich ungünstige Aufschlussverhältnisse unvortheilhaft aus, was zum Theile auf die colossalen Dolomitschutthalden, die seinen oberen Theil, sowie den anstossenden Sattel zwischen Monte Sciopaore und Monte Enna überdecken, zurückzuführen ist.

Die Lagerung ist in den nordwestlichen und mittleren Antheilen des Tretto eine flache mit im Allgemeinen nördlichem Einfallen. Dabei findet ein allmäliges Sichhinabsenken aller Formationsglieder gegen Osten statt, so dass im Val Orco nur mehr die Muschelkalke als Tiefstes aufgeschlossen scheinen, während westlicher die Aufschlüsse tiefer hinabreichen und insbesondere südlich unterhalb Rossi die Werfener Schiefer noch in beträchtlicher Höhe auf dem Wasserscheiderücken zwischen beiden Flussgebieten angetroffen werden. Gegen Süden, resp. Südosten findet eine plötzliche sehr rasche Umbiegung statt, so dass die Schichten rasch in senkrechte bis überkippte Lagerung gebracht werden; Längsbrüche treten hinzu und auf der Strecke zwischen S. Giorgio und der Vereinigungstelle der drei Quellthäler des Timonchio fehlt in Folge solcher Längsstörungen die gesammte Mächtigkeit des Hauptdolomits in der Schichtenserie, so dass sich dem stellenweise noch nachweisbaren Eruptivniveau der Wengener Schichten unmittelbar liassische oder jurassische Bildungen anlegen, welche gegen den Aussenrand regelrecht, aber in verkehrter Reihenfolge von Biancone, Scaglia und Eocän begleitet und unterlagert werden. Um diese gestörten Verhältnisse noch mehr zu compliciren, erscheint in der westlichen Hälfte des Tretto abermals ein mächtiger Eruptivstock, der die gesammten Höhen und Abhänge der Guizze de Schio zusammensetzt und dessen Gestein wie jenes der Stöcke von Val dei Conti, Monte Alba und Val Fangosa ein Porphyrit ist. Ein Querbruch scheint den Südflügel des eigentlichen Tretto überdies gegen die Masse des Monte

Summano zu begrenzen, denn in dessen Südrande, der in seiner Schichtstellung die tektonische Fortsetzung des Tretto-Aussenrandes ist, erscheint der Hauptdolomit wieder in seiner vollen Mächtigkeit. Der Monte Summano hängt seinerseits vermittelst eines niedrigen Dolomitgrates mit der Sciopaoremasse zusammen. Aber auch nördlich jenes Grates ist die Hauptdolomitdecke noch theilweise abgetragen und oberhalb Velo liegt das Wengener Eruptivniveau mit seinen Melaphyren und Tuffen auf weite Erstreckung zu Tage. Velo selbst steht noch auf massigem Melaphyr.

Es möge hier noch einiges Detail für die Trias des Tretto folgen: Eines der besten Profile liegt unterhalb Rossi auf der Wasserscheide zwischen Gogna und Timonchio. Rossi selbst steht auf der Eruptivgesteinsterrasse der Wengener Schichten; die Tuffe werden hier von einer auffallend hervortretenden Felsmasse aus hellem Kalke unterlagert, den man sofort als Spizzekalk erkennt. Zwischen ihm und den höher folgenden Wengener Tuffen liegen die Buchensteiner Schichten, aus denen auch hier die weissen Thone gewonnen werden. Eigenthümliche quarzige Gesteine, wahrscheinlich Zersetzungsproducte der kieseligen Tuffe, gewahrt man sowohl unterhalb Rossi, wie südlich unterhalb S. Ulderico; sie erinnern zum Theile an altes Gebirge. Der Spizzekalk von Rossi wird zunächst unterlagert von den grauen Kalken mit *Dactylopora triassina*; unter diesen folgen rothe sandige und gelbe schieferigsandige und conglomeratische Gesteine; Brachiopodenkalke habe ich hier, sowie in der Richtung gegen Sta. Caterina nicht anstehend, sondern nur in losen Platten mit *Spirigera trigonella*, *Spiriferina* etc. gesehen.

Der *Encrinus-gracilis*-Horizont dagegen ist auch hier anstehend zu finden und führt ausser anderen Fossilien auch die von Benecke beschriebene Acroura. Darunter folgt noch sandiges und mergeliges Terrain und kalkige Lagen, sodann der typische rothe, obere Werfener Schiefer, ebenfalls noch Kalklagen führend, die zum Theil sehr dunkel gefärbt sind, endlich gelblich und graugefärbter Werfener Schiefer. Die Kalkpartie des Spizze-Niveaus unterhalb Rossi findet deutlich ihre Fortsetzung in der Richtung gegen S. Ulderico, tritt aber weiterhin weniger scharf hervor, vielleicht in Folge der Abnahme an Mächtigkeit; in den Gräben darunter treten die rothen und gelben Gesteine des Muschelkalkes und Werfener Schiefers stellenweise mit greller Verwitterungsfarbe weithin sichtbar heraus. An den Werfener Schiefer der Wasserscheide unterhalb Rossi, scheinbar unter demselben liegend, ohne dass ich hier Grödener Sandstein beobachtet hätte, stösst die grosse Porphyritmasse der Guizze di Schio mit ihren düster rothgefärbten, steinigen, trockenen Gehängen und jenseits derselben im Süden trifft man zunächst wieder auf Werfener Schiefer, der in SO vom Porphyrit wegfällt, gefolgt von sehr schlecht aufgeschlossenem Muschelkalk, der zumeist als Rauchwacke entwickelt ist; über ihm erscheint gegen Piane hinab schwarzgrauer Kalk mit der grossen *Dactylopora triassina*, er steht beinahe völlig senkrecht. Es schliesst sich ein dünner Zug von kieseligen Tuffen mit Pietra verde an; auch hier hat die Thonwäscherei ihren Sitz aufgeschlagen. Festes Eruptivgestein (Diabasporphyrit nach Foullon) folgt in geringer Mächtigkeit, und sofort stösst, ohne dass auch nur

eine Spur von Hauptdolomit da wäre, hellgefärbter, weisser bis röthlicher dickbankiger Lias- oder Jurakalk mit grossen Gastropodendurchschnitten an, bei Piane bereits von hellem dickbankigem, dem Diphyakalke sehr ähnlichem Gestein abgelöst, mit merklich nach Nordwest gerichtetem Einfallen, unterlagert von Biancone, der seinerseits sich immer flacher legt, bei Canetta von Scaglia unterteuft wird, unter der bei vollständiger Umkippung endlich gegen aussen Nulliporenkalk folgt. Die jüngeren Schichten fallen immer flacher und flacher. Die Vorhügel bestehen aus Basalt, der offenbar in das unmittelbare Liegende der Schichten von Schio gehört, welche in nahezu horizontaler Lagerung als isolirte Rücken aus der Ebene aufragen. Man dürfte daher gezwungen sein, zwischen dem Fusse des Gebirgsrandes und den Basaltvorhügeln einen zweiten parallelen Längsbruch (vergl. Profil I) anzunehmen.

Der westliche Quellbach des Torrente Timonchio, dessen Oberlauf durch zahlreiche Häusergruppen (Quartiere, Bonulli u. a. m.) belebt wird, ist von mächtigen Schuttmassen erfüllt; seine flacher lagernden nördlichen Umrandungen unter Soglio sind, wie schon aus dem vorher Mitgetheilten hervorgeht, die unmittelbare Fortsetzung des Profiles unterhalb Rossi: der steile Südflügel wird nur durch sehr sporadische Aufschlüsse markirt. So stehen zwischen Bonulli und Pornaro sowohl Werfener Schiefer als Muschelkalk am Wege an und fallen gegen Osten oder Südosten ein. An den Abhängen zwischen Bonulli und Nogare, ziemlich tief, liegen Aufschlüsse in den dickgeschichteten Bänken des ausgezeichneten rothen Gastropodenoolithes des Werfener Schiefers. Unterhalb Pornaro, bei der Mühle ober Costa wird der Eruptivgesteinszug der Wengener Schichten vom Bache geschnitten und auch hier wieder haben sich Thonwäschereien angesiedelt; gleich oberhalb stehen die steil aufgerichteten Schichten des oberen Muschelkalkes resp. des Dactyloporen- und Spizzekalkes an und bilden eine unpassirbare Schlucht mit Cascaden, vor deren Durchnagung offenbar die Schuttmassen im oberen Thalboden sich ansammeln mussten. Am Abhange südöstlich unterhalb S. Ulderico erfolgt offenbar der Uebergang aus dem steilaufgerichteten Südost- in den flach gelagerten Nordwestflügel des Tretto. Die Aufschlüsse sind leider auch hier sehr schlechte. An den Strassenserpentinen oberhalb Pornaro (am Wege gegen S. Ulderico) sind hie und da mergelige Schichten mit *Gervillia costata* entblösst; sie fallen nach Südost; höher folgt Rauchwacke, noch höher gelbes schiefriges und schiefrigsandiges Gestein, Conglomerate und Breccien, die offenbar dem Complexe unter dem Spizzekalke entsprechen. Weiterhin trifft man Tuffe, in denen wieder die weissen Thone gewonnen werden. Auf den Halden der Gruben liegt, wie auf jenen im Val Orco typische Pietra verde. Um S. Ulderico selbst sind zahlreiche Stücke des dunklen Dactyloporen-Kalkes zusammengehäuft; er führt hier, wie schon bemerkt, auch Gastropoden, Korallen und Bryozoën. Knapp nördlich ausserhalb S. Ulderico zieht der sehr reducirte nördliche Flügel des Spizzekalkes durch und es folgen schön geschichtete, zum Theil sehr kieselige, grellgefärbte tuffige Lagen der Buchensteiner Schichten, aus denen vom Wege gegen Palle die oben angeführten Cephalopoden stammen. Noch höher stellen sich mächtige Massen von dunkelgefärbten bröckeligen Tuffen und von Eruptivgesteinen ein, welche die weite, theilweise sumpfige Fläche bis

gegen die höheren Abhänge der Hauptdolomitberge zusammensetzen. Foullon hat auch in diesen Tuffen, wie in jenen des Val Zuccanti Quarz gefunden. Die Eruptivgesteine selbst sind Melaphyre, Diabasporphyrite und rothe Glimmerporphyrite.

Ueber den Tuffen liegen gegen den Fuss der Dolomitberge ausgedehnte Schutthalden des Dolomits, welche die Grenzregion beider Horizonte allenthalben verbergen. Die Dolomite weisen sehr zahlreiche oolithische und gebänderte Abarten auf. Um Falzoje enthalten die Dolomitblöcke zahlreiche Fossildurchschnitte, die zum Theile von grossen Gastropoden herrühren. Der Dolomit des Summanogipfels führt unter Anderem auch den *Turbo solitarius*. Jenseits des Kammes, gegen Velo hinab, neigt Alles stark gegen Nord; auf der Oberfläche der auch hier blossgelegten Eruptivmassen sind ganze Berge von Dolomit gegen das Asticothal hinabgerutscht und liegen als wüste Trümmerhalden umher. Der Aufschlüsse im Val Orco, die zu den besten und interessantesten des ganzen Gebietes von Recoaro gehören, ist schon oben im stratigraphischen Theile so oft gedacht worden, dass ich hier, um gar zu häufige Wiederholungen zu vermeiden, auf jene Stellen verweisen möchte.

Es sei nur noch hinzugefügt, dass unterhalb der Vereinigungsstelle der drei Quellbäche des Timonchio (deren Umgebung ebenfalls durch Ansammlungen grosser Schuttmassen bezeichnet ist, die sich hinter dem stauenden Walle des gegenwärtig durchbrochenen Liaszuges des Südflügels anhäufen mussten) am rechten Ufer ein sehr schönes Profil der überkippten Aussenschichten des Südflügels durch grauen Liaskalk, Jura, Biancone und Scaglia bis in den Spileccotuff und Nummulitenkalk existirt.

Es ist ebenfalls bereits bemerkt worden, dass weiter im Nordosten auch der bisher im überkippten Südflügel fehlende und allem Anscheine nach durch ein System von Längsverwerfungen verquetschte Hauptdolomit wieder erscheint und dass die Südabhänge des Monte Sumano mit dem altbekannten überkippten Profile von St. Orso in jeder Hinsicht die Fortsetzung des Südrandes des eigentlichen Tretto darstellen. Auch hier liegt wieder, etwas vom Gebirgsrande entfernt, ein niedriger Zug von Schioschichten vor, welche im Gegensatze zu der überkippten Lage des älteren Eocäns am Rande des Gebirges bei St. Orso normal gelagert sind, indessen nicht so flach liegen, wie bei Schio selbst, sondern unter einem Winkel von 45° gegen die Ebene hinausfallen. Hier wie dort bildet Basalt ihr unmittelbares Liegendes.

4. Tektonischer Theil.

Was über die tektonischen Verhältnisse des behandelten Gebietes zu erwähnen ist, bezieht sich fast ausschliesslich auf die südliche und südöstliche Umrandung des Kessels von Recoaro, sowie auf die das Gebiet geradlinig durchschneidende Querbruchlinie von Vicenza-Schio. Der gesammte Aufschluss von Recoaro im weitesten Sinne gehört tektonisch dem flachgelagerten Gebirgslande von Roveredo an und ist hauptsächlich bedingt und hervorgerufen durch die tiefeingreifende Auswaschung dreier nahezu parallel verlaufender Quellgebiete, jener des Torrente Agno, des Torrente Leogra und des Torrente Posina. Die

Bruchlinie von Schio, welche (schon Schauroth bekannt!) das vicentinische Vorgebirgsland vollkommen geradlinig gegen die im Nordosten davon weit gegen das Innere des Gebirges vorspringende Ebene von Thiene-Schio abschneidet und in ihrem gesammten Verlaufe längs dieser Ebene von den steil aufgerichteten, geschleppten obersten Gliedern des vicentinischen Tertiärs, den Schichten von Schio begleitet wird, erreicht ihr Ende keineswegs am Rande des älteren Gebirges, sondern setzt in genau derselben nordwestlichen Richtung in dieses hinein fort und ist noch im oberen Val Posina nachweisbar. Schon im Unterlaufe des Torrente Gogna kann man, wenn man bei S. Giorgio-Polco beobachtet, wie hier der Thonglimmerschiefer des rechten (westlichen) Gehänges mitsammt den flach auflagernden Triasschichten des Monte Enna unvermittelt an das steil aufgerichtete Eocän des Tretto-Aussenrandes, welches widersinnig von Kreide und Jura überlagert wird, anstösst, nicht den geringsten Zweifel daran hegen, dass man es hier mit einer grossartigen Störung, die beide Abhänge trennt, zu thun haben müsse. Der obere Lauf des Torrente Gogna ist seiner schlechten Aufschlüsse wegen allerdings nicht geeignet, weitere Anhaltspunkte für den Nachweis dieser Bruchlinie zu liefern, weiter nordwestlich tritt dieselbe aber umso präciser hervor, als der flachgelagerte Hauptdolomit der Sciopaore-Zollotagruppe hier auf weite Strecken längs der Linie Ortigara-Col di Posina-Colle an die theilweise sehr gestörten, weit älteren Ablagerungen von Valle dei Conti und des Monte Alba anstösst. Zwischen Ortigara und Col di Posina kann man alle Niveaus der unteren und mittleren Trias vom Werfener Schiefer bis zum Spizzekalke hinauf in unmittelbarem Contacte mit dem Hauptdolomit beobachten und am Col di Posina ist es der dem Wengener Eruptivniveau im Alter wohl sicher gleichstehende Porphyritstock des Monte Alba, welcher unmittelbar an den Hauptdolomit angrenzt. Im Val Posina selbst endlich liegt südwestlich über Posina, ziemlich hoch über dem, die Thalsohle erfüllenden Eruptivgesteine der Wengener Eruptivdecke noch ein Aufschluss des Thonglimmerschiefers und ich muss gestehen, dass ich gerade diesen Punkt als einen der wichtigsten für den Nachweis der Existenz der Schiobruchlinie ansehe, da mir das Vorkommen von Thonglimmerschiefer für Val Posina im Jahre 1878 überhaupt unbekannt geblieben war, und ich erst, nachdem ich durch eine Notiz bei Maraschini oder Pasini, die aber keine nähere Localitätsangabe enthält, darauf aufmerksam geworden, im Jahre 1881 eine abermalige Excursion ins Val Posina unternahm, in der bestimmten Voraussicht, den Thonglimmerschiefer gerade an jener Stelle südwestlich oberhalb Posina finden zu müssen, als dem einzigen Punkte, wo dessen Auftreten nach den Lagerungsverhältnissen mit Sicherheit von vornherein zu erwarten war.

Man kann also allgemein, so weit die Aufschlüsse dies überhaupt zulassen, bemerken, dass an der Bruchlinie von Schio-Posina die im Südwesten anstossenden Glieder der Schichtfolge in jedem einzelnen Falle älter sind, als die ihnen jenseits der Bruchlinie im Nordosten gegenüberstehenden; dasselbe gilt auch für den Abschnitt Schio-Vicenza, an welchem alle Glieder der Serie Kreide-Gombertoschichten im Südwesten an die steil aufgerichteten Schioschichten in NO angrenzen. Die nordöstliche Scholle liegt also im Allgemeinen um ein Beträchtliches

tiefer als die südwestliche. Das dürfte der verschiedenartigen Faltungsamplitude in beiden durch den Querbruch getrennten Gebirgsabschnitten zuzuschreiben sein. Die südwestliche Scholle (jene von Recoaro) besitzt eine flachere und weitere Wölbung mit weniger weit vorgeschrittener Entwicklung der Kniefalte im Südosten, die nordöstliche dagegen (jene des Tretto) ist etwas enger zusammengepresst und ihr steilgestellter Südschenkel bietet eine viel weiter vorgeschrittene Phase der Kniefalte, die hier bereits in mehrfache parallele Längsbrüche mit Ueberkippungen, Ueberschiebungen und Verdrückungen ganzer mächtiger Schichtcomplexe, z. B. des Hauptdolomites zwischen Torrente Gogna und Torrente Timonchio, übergegangen ist. Als die exacte tektonische Fortsetzung des alpinen Aussenrandes von St. Orso-Tretto also ist die theilweise ebenfalls schon in Bruch übergegangene Kniefalte am Südostabhange des Monte Scandolara, Monte Torrigi, Monte Cima della Fratta und Monte Spizze di Campofontana zu betrachten, aber diese letztere Linie liegt, der weiteren Wölbung bei Recoaro entsprechend, nicht in der directen Fortsetzung des Tretto-Aussenrandes, sondern ist um ein beträchtliches Stück gegen Südosten herausgerückt, wodurch der Umstand hervorgebracht wird, dass am unteren Torrente Gogna Gebilde, die dem innersten Kerne der südwestlichen Wölbung angehören — bis zum Thonglimmerschiefer hinab — an die obersten und jüngsten Glieder des Aussenrandes, resp. des aufgerichteten Mittelschenkels der Kniefalte des Tretto anstossen.

Auf das grösstentheils noch in seiner Vollständigkeit erhaltene Knie am Südostrande des Gebietes von Recoaro folgt gegen aussen die flachgelagerte, weit gegen SO sich erstreckende Masse des vicentinischen Vorgebirgslandes; auf die enger zusammengepresste Kniefalte des Tretto, deren steilaufrichteter und überkippter Mittelschenkel in weitgehender Verdrückung begriffen ist, folgt im Südosten ein von geradlinigen Seitenrändern begrenzter Ausschnitt im Gebirge, innerhalb dessen die im SW sowohl wie in NO viel höher liegenden jüngeren Sedimente so tief liegen, dass sie von den Alluvionen der hier hereingreifenden oberitalienischen Ebene überdeckt wurden. Nur bei Schio selbst, hart am Gebirgsrande, ragen ihre obersten und jüngsten Gebilde, die Schichten von Schio, hervor, ebenso, wie sie längs der Bruchlinie von Vicenza-Schio in geschleppter Schichtstellung zu Tage treten. Es kann kaum einem Zweifel unterliegen, dass auch die nordöstliche Begrenzung des Gebirgsausschnittes von Thiene-Schio von einer zur Schio-Linie parallelen Bruchlinie begrenzt ist, denn jenseits dieses Ausschnittes erheben sich in grosser Breite in den Hügeln von Montecchio Precalcino, von Sarcedo und von Zugliano-Carré die Schio- und Gombertoschichten mit der mächtigen, zwischen beiden sich einschaltenden Basalt- und Tuffdecke wieder, um von da regelmässig, aber in stets abnehmender Breite bei zunehmender Aufrichtung der Schichten, das dem Plateau der Sette Communi vorliegende Hügelland zu bilden, an dessen Grenze gegen das Hochgebirge genau ebenso wie im Tretto und im SO von Recoaro eine gewaltige Kniefalte, die nichts ist als die Fortsetzung jener anderen, durchzieht. Es dürfte noch hervorzuheben sein, dass die verschiedenen Niveaus, welche die Hauptbasaltergüsse im SW und NO der Schio-Bruchlinie einnehmen, möglicherweise mit Alter und Ent-

stehung dieser Linie selbst in ursächlichem Zusammenhange stehen, worauf bei einer Besprechung des vicentinischen Eocäns bei späterer Gelegenheit zurückgekommen werden soll.

Wir haben es also bei Recoaro-Schio mit zwei durch einen Querbruch getrennten Gebirgsschollen zu thun, welche in ihrer tektonischen Gestaltung, insbesondere gegen den Gebirgsaussenrand, wohl analogen Bau, der auf ehemals bestandene Einheitlichkeit hinweist, aber verschiedene Entwicklungsphasen zeigen. Gegen das Innere des Gebirges gleichen sich diese Gegensätze wahrscheinlich derart aus, dass schon im oberen Val Posina durch ein stärkeres Ansteigen der Schichten in der nordöstlichen Scholle diese in gleiches Niveau gesetzt wird mit der südwestlichen, so dass in der Gegend des Passes Borcola zwischen Monte Pasubio und Monte Magio der Schiobruch sein Ende gefunden zu haben scheint.

Es sei schliesslich auf die beigegebene Profiltafel verwiesen, welche zur Erläuterung des hier über die tektonischen Verhältnisse des Gebietes Vorgebrachten bestimmt ist.

Inhalt.

Ueber neue Mineralvorkommnisse in Oesterreich.

Von Gottfried Starkl.

Die nachfolgenden Zeilen enthalten Beobachtungen über das Vorkommen von Copalin im Bereich des Wienersandsteines,

Untersuchungen der Mineralien, welche den Glimmerdiorit von Christianberg im Böhmerwalde zusammensetzen,

ausführlichere Studien über das Vorkommen der technisch verwertheten Weisserde von Aspang, der in ihr eingebetteten Pyknophyllite, sowie der sie begleitenden Schiefer.

I. Copalin von Hütteldorf bei Wien.

Ich fand dieses fossile Harz eingesprengt im Schiefer des Wienersandsteines, der bei Hütteldorf gebrochen wird. Das Vorkommen eines solchen fossilen Harzes in dieser Formation und Gegend war bis jetzt unbekannt.

Der Steinbruch ist ungefähr 30 Minuten vom Hütteldorfer Bahnhofe entfernt und befindet sich im Rosenthale am Südostabhange des Satzberges. Der schon seit 50 Jahren in Betrieb stehende Bruch ist mit dem Abbau nach SW gerichtet; die freigelegte Felswand hat die beträchtliche Höhe von 30 Meter.

Die Seitenwände laufen in paralleler Richtung mit dem Thale.

Die Schichten des Bruches fallen unter einem Winkel von 60° bis 65° ein und streichen von h. 1—13. Es wechseln Sandsteinschichten mit dazwischenliegenden, sehr feinschuppigen, glimmerreichen Schieferschichten und mit Mergellagen. Der Sandstein ist von blaugrauer Farbe und auf den Kluftflächen mit einer gelblichbraunen Verwitterungsrinde umgeben. Die Sandsteinschichten erreichen eine Mächtigkeit von 0·5 bis 6 Meter, während die dazwischenliegenden Sandsteinschiefer und thonigen Mergellagen im Maximum 0·2 Meter dick sind. Der Sandstein ist feinkörnig, ziemlich reich an Glimmer und manchmal von centimeterbreiten Calcitadern durchsetzt. Die zwischen den Sandsteinschichten sich vorfindenden thonigen Mergelschichten sind theils fest, von blaugrauer, blauschwarzer oder grüner Farbe und oft deutlich gefaltet, theils gelblichweiss, weich, leicht zerreiblich und massenhaft von Pyritknollen durchsetzt. Diese, deren Durchmesser nicht

selten $2^1/_2$ Centimeter beträgt, haben eine radialfaserige Structur und sind aussen mit einer Verwitterungskruste überzogen. Weder in den weichen, noch in den, stellenweise als Zwischenlagen vorkommenden, in scharfkantige Platten zerfallenden, blau- oder grauschwarzen oder grünlichen thonigen Schieferlagen wurden Pflanzenabdrücke oder sonstige Ueberreste beobachtet.

Die Schichten, welche in der Mitte des Bruches vorkommen, sind ausserordentlich weich und reich an verkohlten Blatt- und Stengelresten, die den jetzt existirenden Equisetaceen und Characeen gleichen, dieselben jedoch an Grösse übertreffen. In diesem parallel geschichteten, sehr leicht in dünne Platten spaltbaren Schiefer treten auch linsenförmige Einschlüsse einer der Bogheadkohle ähnlichen Masse auf, welche stellenweise bis 2 Centimeter breit und parallel den Schichten mehrere Meter lang sind. Diese genannte Substanz, die ich neuerdings, selbst im Sandstein fand, verbrennt mit stark russender Flamme, bläht sich dabei sehr stark auf und hinterlässt, in einem offenen Tiegel geglüht, nur 30·68 Percent Coaks.

Fast regelmässig werden die linsenförmigen Einschlüsse dieser Steinkohlenart von Gyps begleitet, der bis 4 Millimeter breite, farblose Schichten bildet und parallelstengelige Structur zeigt.

Copalin fand ich bis jetzt nur in den dem Rosenthale näher liegenden blaugrauen, meist in schöne Platten zerfallenden Schieferschichten. Dieses fossile Harz bildet entweder scharfkantige Bruchstücke oder kleine Körner mit einem Maximaldurchmesser von 8 Millimeter. Man findet es entweder vereinzelt eingesprengt oder ringsherum von zahlreichen kleineren Körnchen oder Bruchstücken umgeben, so dass das ganze Handstück wie gespickt erscheint. Die Farbe ist sehr verschieden; es kommen alle möglichen Uebergänge von lichtgrünlichgelb bis ins Braune vor. Manche Körner zeigen deutlich Fluorescenz; organische Einschlüsse habe ich in demselben noch nicht gefunden. Es ist durchsichtig bis durchscheinend und dem Bernstein dem Aussehen nach ähnlich, aber weit mehr zerklüftet. Das Harz brennt mit wenig russender, hellgelber Flamme und aromatischem Geruch, der an verbrennenden Weihrauch erinnert. Es ist spröde, schmilzt bei 160° bis 165° C. zu einer klaren Flüssigkeit, wird bei 360° C. schwarzbraun, hart, metallisch glänzend und verbrennt in einem Porzellanschälchen bei Glühhitze ohne jeglichen Rückstand. Es sinkt im Wasser unter. Die Dichte ist aber kleiner als 1·1.

Unser Harz ist schwer-, beinahe unlöslich im kalten Alkohol, desgleichen auch im Petroleum; in beiden wird es aber urangrün, fluorescirend und undurchsichtiger. In Kalilauge verseift es nicht. Essigsäure, Salz- und Salpetersäure und kalte concentrirte Schwefelsäure lassen es unverändert. Sehr rasch wird es im Schwefelkohlenstoff aufgelöst; ebenso in „kochender, concentrirter“ Schwefelsäure. Ein Stück, welches in diese hineingeworfen wird, löst sich unter Brausen und Dämpfeentwicklung und gibt eine schwarze Flüssigkeit; diese wird, mit Wasser verdünnt, schön kastanienbraun, wobei sich schwarze Flocken ausscheiden. Dass das hier besprochene fossile Harz ident mit Copalin ist, folgt aus dem Vergleich mit den Untersuchungen, die F. W. Johnston in „The London and Edinburgh philosophical magazine“, p. 87—91,

vol XIV, London 1839, niedergelegt hat. Johnston's „Highgate Resin“ von Highgate Hill in der Nähe von London ist :

Translucent of a dirty colour, and when brocken emitting a resinous odour. In the air it volatilized by a gentle heat, leaving a small residue of charcoal and earthy matter. A second fragment was clear, palle yellow and semitransparent. It was covered with a thin coating of browner apparently altered variety. It is very slightly acted on by alcohol, but the solution give a white precipitate with an alcoholic solution of acetate of lead. It is either altogether an acid resin therefore, or it contains a small quantity of a more soluble resin which is so.

Auch in dem vorliegenden Harze ist eine organische Säure enthalten, die durch kochenden, absoluten Alkohol extrahirbar ist.

Eine Reihe wiederholter Prüfungen, die ich mit dem Alkohol-Extracte anstellte, sprach auf das Bestimmteste für das Vorhandensein einer organischen Säure.

a) Wurde Goldchloridsolution zu dem Alkoholextracte gegeben und hierauf Aetzkali im Ueberschuss beigefügt und erwärmt, so bildete sich alsbald eine wolkige, voluminöse Trübung, die sich später als schwarzer Niederschlag von Goldoxydul zu Boden setzte.

b) Durch Hinzufügung von salpetersaurem Silberoxyd entstand eine milchige Trübe, die nach Zugabe von Ammoniak sich sofort wieder löste.

c) Eine Auflösung von salpetersaurem Quecksilberoxydul erzeugte desgleichen einen weissen Niederschlag.

d) Auch in einer Mischung von Ammoniak und einer Chlorbaryumlösung bewirkte das Alkoholextract des Copalins einen weissen Niederschlag.

e) Durch essigsaures Bleioxyd wurde sofort ein weisses Präcipitat im Alkoholextracte erzeugt.

f) Wurde in eine Eisenchloridlösung das Extract dieses Harzes gegeben, so entstand alsbald ein braunrother Niederschlag.

Die Reactionen *a*), *b*), *c*), *d*) sprechen nach H. Rose auf das Deutlichste für das Vorhandensein von „Bernsteinsäure“, während die von *e*) und *f*) auch auf die Gegenwart von „Benzoësäure“ hinweisen könnten. Da gegenwärtig noch nicht zur vollständigen Analyse genügende Quantitäten unseres Harzes vorliegen, so ist eine genauere Unterscheidung dieser Harzsäuren im Extracte nicht möglich.

Vergleicht man die über Copalite bis jetzt angestellten Untersuchungen, so ersieht man, dass die gefundenen Resultate in grossen Zügen übereinstimmend sind, sowohl in Bezug auf die morphologischen Eigenschaften und Löslichkeitsverhältnisse als auch betreffs des Vorkommens. Was die chemische Zusammensetzung des vorliegenden Copalins anbelangt, so ist anzunehmen, dass derselbe eine Verbindung von Bernsteinsäure (neben welcher auch Benzoësäure oder auch Mellithsäure möglicherweise auftreten könnte) und eines leicht schmelzbaren Harzes ist. Zu dieser Annahme dürfte der niedrige Schmelzpunkt berechtigen, da Bernsteinsäureanhydrid schon bei 115—120° C. schmilzt und verschiedene Copalharze ihren Schmelzpunkt unter 200° C. haben.

Auch die Charakteristik, die Hausmann in seiner „Mineralogie“, pag. 1500, über Copalin gibt, ist übereinstimmend mit diesen gefundenen Resultaten.

L. c. heisst es: „Bruch muschelig. Vom Wachsglanz. Halbdurchsichtig oder durchscheinend. Hellgelb, gelblichbraun. Spröde. Erhitzt mit aromatischem Geruch verbrennend. Zu einer klaren Flüssigkeit schmelzend, ohne zersetzt zu werden. Mit heller, gelber Flamme, vielem Rauch, fast ganz ohne Rückstand verbrennend. In Alkohol sehr wenig löslich. In Aether fast gar nicht auflöslich, aber darin die Durchsichtigkeit verlierend und weiss werdend. Durch Schwefelsäure geschwärzt und auch durch Salpetersäure zersetzt.“

Ueber ein ähnliches fossiles Harz aus Ostindien findet man in Kenngott's „Mineralogischen Untersuchungen“, II., 1853, pag. 81 Resultate, welche hier des Vergleiches wegen auch noch kurz angeführt werden müssen.

Letzteres Harz kommt in geschiebeähnlichen Stücken vor, ist licht honiggelb, durchsichtig, wachsglänzend, besitzt $H = 2$, $D = 1{\cdot}053$. Wenig erhitzt schmilzt es leicht zu einer klaren Flüssigkeit, entzündet sich leicht, brennt mit gelber Flamme und aromatischem Harzgeruch und verbrennt ohne Rückstand. In Alkohol ist es schwer, in concentrirter Schwefelsäure grösstentheils löslich.

Der chemischen Zusammensetzung nach ist es ident mit „Highgate Resin“ und, wie man aus den übrigen angegebenen Merkmalen ersieht, nahezu ganz übereinstimmend mit dem Copalin von Hütteldorf.

Ergänzende Details betreffs des fossilen Harzes von Hütteldorf hoffe ich später noch bringen zu können, bis neue Schichten aufgeschlossen und genügendes, zu einer quantitativen Analyse brauchbares Material blossgelegt sein wird. Es scheint nämlich das Vorkommen gelegentlich reichhaltiger zu werden, denn Steinbrucharbeiter versicherten, schon haselnussgrosse Stücke dieses fossilen Harzes gefunden zu haben, die sie aber als werthlos wegwarfen.

Die bis jetzt von mir gesammelten Stücke befinden sich im mineralogischen Museum der Universität. (Nr. 6959.)

II. Die Mineralien im Glimmerdiorit von Christianberg im Böhmerwalde.

Der mir zur Untersuchung vorliegenden Mineralassociation gedenkt zuerst Hochstetter[1]) in seinen „Geognostischen Studien aus dem Böhmerwalde“ und bezeichnet das Vorkommen des Glimmerdiorites oder Biotit-Diorites im Christianberger Granulitgebiete als ein charakteristisches.

R. Helmhacker[2]) weist in seinen „Mineralogischen Beobachtungen aus dem Böhmerwalde“ neuerdings auf dieses typische Vorkommen hin[3]).

[1]) Jahrb. d. geol. Reichsanst., V. Bd., pag. 51.

[2]) Jahrb. d. geol. Reichsanst. Mineralogische Mittheilungen, XXIII, pag. 279.

[3]) Ueber eine andere Localität eines Glimmerdiorit ähnlichen Gesteines spricht Hochstetter im Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1855, pag. 764, und Helmhacker Jahrb. d. geol. Reichsanst., XIII. Bd., V. Heft, pag. 280.

Professor Schrauf, welcher die Localität besuchte, Handstücke sammelte und mir zur Untersuchung übergab, theilte mir ergänzende topographische Details mit [1]).

Die Farbe des Gesteines ist schwarzgrau, bestimmt durch den vorwaltenden Biotit. Neben diesem Mineral beobachtet man noch makroskopisch Hornblende, Apatitkryställchen, Quarz und Feldspath; letztere bilden auch die 6—10 Millimeter breiten Kluftausfüllungen, welche gelegentlich das Gestein durchqueren.

Von Säuren wird das feinkörnige Gestein beträchtlich angegriffen. Die feingepulverte Substanz wird durch Salzsäure zersetzt und Kieselsäure pulverig ausgeschieden, hiebei entwickelt sich Schwefelwasserstoffgas, welches dem eingeschlossenen Pyrit seine Entstehung verdankt. Von verdünnter Schwefelsäure wurden nach zwei Tagen 29·36 Procent der Totalsubstanz gelöst.

Für die Dichte der feinkörnigen Varietät fand ich:

a) = 2·888
b) = 2·886
c) = 2·885
im Mittel = 2·886.

Die in diesem Gesteine auftretenden Mineralien wurden analysirt, und die Resultate der Untersuchungen sind im Nachfolgenden zusammengefasst.

Biotit

bildet den Hauptbestandtheil des Gesteines und kommt in der Form von undeutlich contourirten Lamellen, unregelmässigen Schuppen vor; seltener sind hexagonale $^1/_2$ Millimeter dicke, 3 Millimeter grosse Täfelchen

Dünne Blättchen sind gelblichbraun, dickere tomback- bis schwarzbraun, stark dichroitisch und haben einen Axenwinkel von 3—5°; weiters sind die Biotitlamellen durch die zahlreichen Einschlüsse von Apatit ausgezeichnet.

Der Biotit wird durch concentrirte, kalte Salzsäure nach längerer Zeit (14 Tagen) ausgelaugt, entfärbt, und es bleiben weisse Blättchen zurück (Kieselskelete), in denen die Hohlräume der präexistirenden Apatite deutlich hervortreten.

Zum Behufe der Analysen wurden die Substanzen mit Natron-Kali und Fluorammonium aufgeschlossen. Das Pulver blieb bei 100° C.

---

[1]) Nordöstlich von Christianberg, nahezu an der Grenze der von Hochstetter beschriebenen Granulitellipse, liegt die sogenannte Waldmühle am rechten Ufer des Waldmühlbaches, der das ziemlich breite, moorige Mühlbachthal durchfliesst. Zu beiden Seiten sind bewaldete Hügel, die gegen NO. bei Planskus ziemlich steil abfallen. Der am linken Ufer des Waldmühlbaches liegende Hügel ist in der Nähe der Waldmühle durch einen mit dem Abbau nach SO. gerichteten Steinbruch entblösst und zeigt den im Granulit als mächtigen Gang auftretenden Glimmerdiorit. Da dieses Gestein in der Richtung der Längsaxe abgebaut wird, ringsherum aber von dichter Vegetation und Gerölle umgeben ist, so gewinnt man zwar einen Ueberblick über die Mächtigkeit, nicht aber über die Längenausdehnung desselben. Es ist feinkörnig, ausserordentlich zähe und sehr widerstandsfähig gegen äussere Einflüsse und wird wegen dieser Eigenschaften an Ort und Stelle zu Wassertrögen, Kreuzen und Meilenzeigern verarbeitet.

unverändert, geglüht wurde es lichtrothbraun. Die Schmelze war dunkelgelbgrün. Für die Dichte des Biotites fand ich:

$a) = 2{\cdot}837$
$b) = 2{\cdot}773$
$c) = 2{\cdot}825$
im Mittel $= 2{\cdot}811$.

Meine Analysen ergaben:

Bestandtheile		Gefundene Zusammensetzung	Die auf 100% gerechnete Zusammensetzung nach Abzug des eingeschloss. Apatites	Angenommene Aequivalente	Gerechnete Procente
Biotit	SiO_2	39·538	39·997	1100	41·224
	Al_2O_3	13·451	13·607	215	13·831
	Fe_2O_3	8·069	8·163	83	8·295
	Cr_2O_3	0·141	0·143	2	0·190
	FeO	4·892	4·949	107	4·812
	CaO	3·385	3·424	99	3·463
	MgO	22·525	22·787	894	22·336
	K_2O	4·132	4·180	60	3·533
	Na_2O	1·224	1·238	27	1·046
	H_2O	1·495	1·512	113	1·270
Apatit	P_2O_5	0·317			
	CaO	0·375			
		99·544	100 000		100·000

Aus den Resultaten der Analysen ergäbe sich die empirische Orthosilicat-Formel:

$$2\,[(H_2Na_2K_2)_2\,SiO_4] + 11\,[(FeCaMg)_2\,SiO_4] + 3\,[(Al_2Fe_2Cr_2)_2\,Si_3\,O_{12}],$$

welche mit genügender Genauigkeit den directen Wägungen entspricht

Hornblende

ist der nächst wichtige Bestandtheil. Sie bildet kleine, selten 4 Millimeter lange Säulchen ohne regelmässige Krystallbegrenzung. Sie ist innig mit Feldspath verwachsen, längsfaserig, leicht spaltbar, ausserordentlich spröde und an den Spaltungsflächen stark glänzend. Beobachtet wurde der Winkel 124° 30′. Das Extinctionsmaximum auf ∞P parallel der Kante von $110:1\bar{1}0$ beträgt 15°. Die Hornblende ist im ganzen Gestein zerstreut und durch die lauch- bis grasgrüne Färbung erkenntlich. Im Dünnschliffe sieht man Einschlüsse von Apatit und Quarzkörnern; noch häufiger als diese treten aber blasige Einschlüsse auf, bisweilen so häufig, dass der ganze Durchschnitt wie durchlöchert erscheint. Einen deutlichen Dichroismus konnte ich nicht beobachten, constant aber dunklere Flecken in der lichteren Masse.

Auf ∞P (110) parallel der Kante (010 : 110) beobachtet man deutliche Längsstreifung; ferner zeigen sich Zwillinge nach dem bekannten Gesetze (nach 100), welche durch einen charakteristischen Verlauf

einer secundären Faserung nach oP auffallen. Diese Faserung fällt nach rechts und links widersinnig ab.

An einem solchen Zwilling (circa parallel 150 geschliffen) wurden für diese Streifensysteme die Winkel von 67° und 73° mit Auslöschungsschiefen von 28° und 23° bestimmt.

Für die Dichte der Hornblende fand ich:

a) = 2·929
b) = 2·917
c) = 2·930
im Mittel = 2·925.

Das Pulver war gelblichweiss, dieselbe Farbe zeigte die geglühte Substanz; die Schmelze war grün.

Die Analyse der Substanz ergab mir nachstehende Resultate:

	Bestandtheile	Gefundene Zusammensetzung bezogen auf die frische Substanz	Die auf 100% gerechn. Zusammensetzung	Angenommene Aequivalente	Gerechnete Procente
	SiO_2	53·837	56·282	1890	55·015
II	Al_2O_3	3·786	3·783	74	3·869
	Fe_2O_3	3·505	3·494	44	3·582
	Cr_2O_3	0·080	0·075	1	0·082
	FeO	6·833	6·754	189	6·983
	CaO	10·322	10·256	369	10·547
	MgO	19·496	19·356	975	19·992
	H_2O	1·044	—	—	—
		98·903	100·000		100·000

Aus den Resultaten der Analysen ergäbe sich die empirische Metasilicat-Formel:

$$15\,(RSiO_3) + 1\,(\overset{III}{R_2}Si_3O_9).$$

Plagioklas

findet man theils in den erwähnten das Gestein durchziehenden Quarzadern, theils in der Masse des Gesteines. Er ist innig mit Quarz verwachsen; im Dünnschliffe beobachtete ich auch Hornblende, welche parallel ihrer Längsstreifung vom Feldspath als älterem Bestandtheil durchzogen ist. Gut krystallisirte Individuen fehlen; an Spaltungsstücken ist die gestreifte oP (001), seltener $\infty \breve{P} \infty$ wahrnehmbar; auch solche oP-Flächen, welche makroskopisch scheinbar ungestreift erscheinen, zeigen bei guter, schiefer Beleuchtung eine ausserordentlich feine Streifung.

Wiederholte Messungen des Winkels $oP : \infty \breve{P} \infty$ (selbst an scheinbar ungestreiften) ergaben 93° 50′.

Die Auslöschungsschiefe auf 001 parallel der Kante $\infty \breve{P} \infty$ fiel nahezu mit der Streifung zusammen, als Maximalwerth wurde beobachtet 3°. Auf Schliffen nach $\infty \breve{P} \infty$ bildete sie mit der Kante $oP : \infty \breve{P} \infty$ den Winkel von 16°.

Im Dünnschliffe bemerkt man neben durchscheinenden, trüben Feldspathindividuen schön gestreifte und vollkommen durchsichtige; auch solche, die von undurchsichtiger Masse unregelmässig umrandet sind, während das Innere deutliche Streifung zeigt. Dies dürfte zu dem Schluss berechtigen, dass hier eine Verwachsung zweier Feldspathspecies vorkommt, worauf auch die Resultate der Analysen hinweisen[1]). Wegen der innigen Vergesellschaftung mit Quarz ist es ausserordentlich schwer, reine, für eine Analyse brauchbare Substanz zu erhalten[2]).

Die Farbe des Feldspathes ist rein weiss, geglüht wurde das Pulver röthlich.

Für das Volumgewicht fand ich für verschiedene Partien als Mittel dreier Bestimmungen mittelst Pyknometer 2·572[3]).

Die Resultate der Analysen, wozu sorgfältigst vom Quarz gereinigte Substanz verwendet wurde, sind:

	Bestandtheile	Gefundene Zusammensetzung	Auf 100 berechnet	Angenommene Atomverhältnisse	Gerechnete Procente
III	SiO_2	65·546	64·533	26	64·698
	Al_2O_3	21·743	21·407	5	21·358
	Fe_2O_3	Spur	—	—	—
	CaO	2·848	2·804	1	2·323
	MgO	Spur	—	—	—
	K_2O	3·323	3·272	1	3·907
	Na_2O	7·752	7·632	3	7·714
	H_2O	0·357	0·352	—	—
		101·569	100·000		100·000

Aus den beobachteten Zahlen lässt sich die empirische Formel ableiten:

$$2\,(K_2Al_2Si_6O_{16}) + 6\,(Na_2Al_2Si_6O_{16}) + 1\,(Ca_2Al_4Si_4O_{16}).$$

Aehnliche Resultate fand H. Förstner[4]) und K. Kjerulf[5]); ersterer für einen Natronorthoklas von Pantellaria, letzterer für einen Natronmikroklin aus dem Rhombenporphyr von Skaret:

---

[1]) Diese zwei Feldspathe lassen sich aber nicht trennen; der Kaligehalt wurde durch Controlversuche ausser Zweifel gestellt.

[2]) Um den die Resultate der Analysen wesentlich beeinträchtigenden Quarz zu entfernen, machte ich den Versuch, denselben durch gelindes Aufschmelzen der Probe mit Natron-Kali zu beseitigen. Bei einem angestellten Vor-Versuch, wo reiner Quarz mit Adular gemischt wurde, blieb nämlich letztere Substanz, trotz gelinden Schmelzens in Natron-Kali, unzersetzt auf dem Filter. Bei der uns vorliegenden Association, Plagioklas und Quarz, blieb diese Methode ohne dem gewünschten Resultat, weil Plagioklas leichter als Adular sich aufschliesst und dadurch die Trennung von Quarz unmöglich wird.

[3]) So abnorm geringes specifisches Gewicht fand auch Goldschmidt (Neues Jahrbuch für Min., I. Beil.-Bd., II. Heft, pag. 207) für einen Oligoklas von Monte Gibele: 2·599—2·603, und einen von Nertschinsk: 2·589.

Die Quantitäten, mit denen ich die Bestimmungen durchführte, waren leider sehr gering; alle nöthigen Vorsichtsmassregeln (Evacuiren mit der Luftpumpe) wurden beobachtet.

[4]) Ueber Natronorthoklas von Pantellaria, Zeitschr. f. Krystallographie 1877, pag. 551.

[5]) In Brögger: „Die silurischen Etagen", 1882, pag. 306.

Bestandtheile	Förstner	Kjerulf	Starkl
SiO_2	63·41	64·37	64·533
Fe_2O_3	3·27	2·66	Spur
Al_2O_3	20·32	21·18	21·407
CaO	2·76	0·94	2·804
MgO	0·30	0·63	Spur
Na_2O	7·12	8·50	7·632
K_2O	2·53	2·21	3·272
H_2O	—	—	0·352
	100·01	100·48	100·000

Vergleicht man die gefundenen Resultate, betreffend die optischen Eigenschaften, das specifische Gewicht und die chemische Zusammensetzung, so gelangt man zur Ueberzeugung, dass hier in jeder Richtung Abnormitäten vorkommen, welche zu dem Schluss berechtigen, dass im Feldspath des Glimmerdiorites zwei Species vereinigt sind, und zwar ein Kalifeldspath neben überwiegendem Oligoklas, wie es die mikroskopische Untersuchung erwarten lässt [1]).

Apatit

ist selten mit freiem Auge sichtbar und erreicht im Maximum 1 Millimeter Grösse.

Er durchdringt das ganze Gestein, kommt am häufigsten im Biotit [2]) und in abstufender Menge in Hornblende, Feldspath und Quarz vor und ist für den untersuchten Glimmerdiorit charakteristisch.

Im Dünnschliffe erscheinen die Apatite als mehr oder weniger regelmässige Hexagone oder als Säulchen, welche durch Pyramiden abgeschlossen sind; nicht selten sind die Apatitkryställchen durch Quersprünge gegliedert, bisweilen auch geknickt.

Die im Biotit eingeschlossenen Apatite sind von schwarzbraunen „Höfen" umgeben, welche seine Gestalt imitiren und doppelbrechend sind; dies ist deutlich dann zu beobachten, wenn die Biotitblättchen dünn sind.

Die Apatiteinschlüsse sind nicht regellos zerstreut, sondern liegen im Biotit zu einander parallel oder durchkreuzen sich, eventuell in ihrer idealen Verlängerung unter Winkeln von 30, 60 oder 120°.

Zur genaueren Bestimmung des Apatites wurden nur qualitative Versuche gemacht. In verdünnter Salpetersäure wurden die anfangs

[1]) Brögger erwähnt l. c. p. 314 einen Glimmerdiorit von Vákkeró, welcher ebenfalls zwei Feldspäthe enthält; einen derselben bestimmte er als Oligoklas, den zweiten derselben als fraglichen Orthoklas.

[2]) Apatite im Biotit haben bereits beschrieben:

Zirkel: „Zusammensetzung des Kersanton", k. sächs. Gesellsch. der Wissenschaft, math.-physen. Classe, 1875, und „Ueber die krystall. Gesteine Nordamerikas" ebendaselbst 1877.

Blaas: „Petrogr. Studien an jüngeren Eruptivgesteinen Persiens", Mineral. und petrogr. Mitth., II. B., 476.

Zickendrath: Der Kersantit von Langenschwalbach, Würzburg. 1875.

durchsichtigen Apatite getrübt und in verhältnissmässig kurzer Zeit gelöst. Die Reaction mit molybdänsaurem Ammon auf Phosphorsäure trat ziemlich rasch ein. Zusatz von Schwefelsäure rief Gypsnadeln hervor, die sich. büschelförmig gruppirten, ähnlich den Raphiden im pflanzlichen Organismus.

Diese beiden Reactionen stellten die Apatitnatur ausser Zweifel.

Interessant ist weiters der Umstand, dass die Apatite selbst theils durchsichtige, blasige, theils undurchsichtige, stäbchenartige Einschlüsse enthalten. Letztere sind der Längsaxe der Kryställchen parallel angeordnet und bei einer 700fachen Vergrösserung erkennbar. —

Ausser diesen untersuchten Mineralien findet man im Gestein noch sporadisch Magneteisen, kohlensauren Kalk und mehr oder weniger zersetzten Pyrit. Quarz, theils wasserklar, theils rauchgrau, kommt in allen Partien des Gesteines vor und umschliesst vereinzelt ebenfalls Apatit.

III. Ueber Vorkommen und Associationskreis der „Weisserde" von Aspang.

Während der letzten Jahre sammelte Herr Professor Schrauf Mineralvorkommnisse vom Wechsel und aus der Umgebung von Aspang und interessirte sich namentlich für das Vorkommen eines mächtigen Zuges einer dem Paragonit ähnlichen Mineralassociation, welche, bei Aspang beginnend, bis nach Frohsdorf an der Leitha sich erstreckt.

Solche Vorkommnisse werden auch technisch verwerthet und an mehreren Puncten jener Gegend, die auf den Generalstabskarten als „Talkschlemmereien" [1]) bezeichnet sind, in riesigen Quantitäten zu Tage gefördert.

Alle im Nachfolgenden beschriebenen Mineralien, technisch verwertheten Producte und Schiefervarietäten wurden mir von Herrn Professor Schrauf zur genaueren Untersuchung übergeben. Das Materiale lässt Modificationen ähnlicher Substanzen erkennen, welche nahezu überall ident sind; dies zeigte die chemische Untersuchung.

Andere Orte ausserhalb Oesterreichs, von denen ähnliche Mineralvorkommnisse bekannt wurden, sind:

a) Wettin und Löbejün unweit Halle an der Saale;
b) der Grindelwald-Gletscher im Berner Oberlande;
c) Syssertsk im Ural;
d) Schapbachthal in Baden;
e) Ouro Preto in Brasilien;
f) Sasbachwalden in Baden.

Der Vorkommnisse in unserem Staate wurde bis jetzt nirgends ausführlich Erwähnung gethan, obwohl über jene Gegenden Nieder-Oesterreichs, in welchen schon seit vielen Jahren das Material gewonnen wird, ziemlich ausführliche geologische Details publicirt wurden.

[1]) „Talkschlemmerei" ist mineralogisch unrichtig gesagt, da das Mineral, wie die chemische Untersuchung ergab, kein „Talk", sondern ein „Aluminium-Silicat" ist. Richtiger und besser ist der Name „Weisserde", wie dieses Vorkommen in manchen Ortschaften genannt wird.

Zur leichteren Uebersicht werden in dieser Notiz zuerst die festen, durch zahlreiche Analysen bestimmten und den „Hygrophiliten" zunächst stehenden Substanzen, alsdann die zermulmten, wahrscheinlich durch Gebirgsdruck in diese Form gebrachten Massen und das durch fortgesetzte Schlemmprocesse sehr fein pulverige, technisch verwerthete Materiale, die Weisserde, und im Anhange die, das eben angeführte Vorkommen begleitenden, weissen oder bisweilen schwach gelblich gefärbten Schiefer behandelt werden.

Dass man es hier mit einem einheitlichen Zuge einer identen Mineralassociation zu thun hat, beweist der Umstand, dass auch an einer hochgelegenen Localität, bei Wiesmath, welcher Ort in der Richtung des Zuges liegt, und wo gegenwärtig Tagbaue auf Weisserde noch nicht existiren, ähnliches Material gelegentlich einer Brunnenaushebung an die Oberfläche gebracht wurde.

A. Pyknophyllite.

§. 1. Pyknophyllit vom Kohlgraben bei Aspang.

Südöstlich von Aspang, etwa $1^{1}/_{4}$ Stunde vom genannten Orte entfernt, streichen zwei Höhenrücken, deren Einsattelung der Kohlgraben heisst. Auf dem Rücken, der knapp an der ungarischen Grenze liegt, ist ein Schlemmwerk angelegt, das in der dortigen Gegend „Kreidewerk" genannt wird. Daselbst sind die Gruben, aus denen auch das technisch verwerthete, später beschriebene Materiale stammt. Dasselbe erfüllt die Klüfte des Talkglimmerschiefers, der riesige Quarzlinsen einschliesst, und enthält in den zermulmten weissen Massen den Pyknophyllit eingebettet. Derselbe bildet talkähnliche Schmitzen und Putzen, häufiger aber kugelige oder linsenförmige Körper, welche einer geschlossenen Bivalve gleichen und auf und inmitten der Quarzlinsen sich finden. Bisweilen umgibt das Mineral in 6—10 Millimeter dicken Schichten die den zermulmten Massen der Weisserde eingelagerten Quarzkugeln, welche nicht selten 15 Centimeter im Durchmesser erreichen. Liegen diesen Quarzkugeln oder Quarzlinsen dickere Schichten des Minerales auf, so lässt sich dasselbe in mehrere Millimeter dicken Schulpen loslösen. Das Mineral ist von lauch-, apfel- oder meergrüner Färbung und sporadisch von Quarzkörnern und Pyritwürfelchen durchschwärmt. Es zeigt eine deutliche schalige Ablagerung, ist in dieser Richtung leicht theilbar, nicht elastisch (unterscheidet sich dadurch vom Glimmer) und rollt sich beim Schneiden in Späne. Es fühlt sich fettig an und haftet an der Zunge. Die Stücke zeigen Fettglanz. Im Kölbchen gibt dieses Mineral wenig Wasser ab und wird grau silberglänzend. Vor dem Löthrohre schmilzt es zu einem blasigen, weissen Email und erhärtet so stark, dass es das Glas ritzt. Cobaltsolution färbt geglühte Splitter blau. Im Wasser zerfällt das Mineral nur sehr langsam; anfänglich erhärtet es sogar und erst nach geraumer Zeit werden die Stücke weich und zwischen den Fingern zerreiblich. Blättchen von nicht allzu grosser Dicke sind durchscheinend, grössere blos kantendurchscheinend.

Im Dünnschliffe gibt sich das Mineral als eine ziemlich homogene, aus schwach doppelbrechenden Flitterchen bestehende Substanz zu erkennen. Hie und da bemerkt man unter dem Mikroskop dunkelbraune Punkte, umsäumt von immer schwächer werdenden Ringen, die von zersetzten Pyritkryställchen herrühren. Dünne Blättchen des Minerales erweisen sich als zweiaxig und, mit dem Quarzkeil geprüft, negativ α. Der Axenwinkel wurde mit dem Polarisations-Mikroskop, Modell Schneider, wiederholt bestimmt zu 16° 20′, woraus für E E in Luft 25° 6′ folgt. Die Dispersion ist wegen der undeutlichen Interferenzfiguren nicht erkennbar. Sowohl unter dem Exsiccator als auch unter der mit Wasserdampf gesättigten Glocke blieb der Wassergehalt der Substanz unverändert. Bei 100° C. zeigte dieselbe keinen Gewichtsverlust, bei 200° C. verlor sie 0·162 Procent aq., bei 300° C. war keine weitere Veränderung bemerkbar; geglüht wurde die Substanz gelblichbraun, sinterte zusammen und verlor 4·629 Procent. Die Aufschliessung geschah bei der ersten Analyse mittelst Natron-Kali, bei der zweiten mittelst Fluorammonium.

Für die Dichte fand ich als Mittel von fünf Bestimmungen, ausgeführt mit dem Pyknometer, 2·796. Die Härte = 2.

Die Analyse der möglichst quarzfreien Substanz ergab nachstehende Resultate:

	Bestandtheile	Gefundene Zusammensetzung bezogen auf die frische Substanz	Beobachtete Molekularverhältnisse	Angenommene Molekularverhältnisse	Gerechnete Procente
IV	SiO_2	48·889	1·630	1·6	47·518
	Al_2O_3	29·370	0 570	0·57	29·060
	Fe_2O_3	2·384	0·030	0 03	2·376
	FeO	0·512	0·014	0 02	0·713
	CaO	1·246	0·044	0·05	1·386
	MgO	2·675	0·134	0·13	2·574
	K_2O	6·517	0·138	0 17	7·929
	Na_2O	3·340	0 108	0·13	3·989
	H_2O	4·629	0·514	0·5	4.455
		99·562			100·000

Aus der chemischen Analyse ergibt sich etwa die Constitutions-Formel:

$$\left.\begin{matrix} K_2\ K_2\ Al_4\ Si_4\ O_{16} \\ H_2\ Na_2\ Al_4\ Si_4\ O_{16} \\ Mg\ Ca\ Al_4\ Si_4\ O_{16} \\ H_8\ Si_4\ O_{12} \end{matrix}\right\}$$

§. 2. Pyknophyllit vom Klein-Pischingbach-Thal bei Aspang.

Südwestlich von dem besprochenen Vorkommen im Kohlgraben liegt in einer Thalmulde, die der Klein-Pischingbach durchfliesst, ein

seit zwei Jahren angelegtes Weisserdewerk, wo ebenfalls mit den zermulmten, durch Gebirgsfeuchtigkeit ausserordentlich weichen und fast breiig gewordenen Massen Quarzputzen von wechselnder Grösse, welche mit Pyknophyllit umkleidet sind, zu Tage gefördert werden.

Diese Putzen haben im Maximum einen Durchmesser von 15 Centimeter, sind bald kugelförmig, bald imitiren sie Conchylienformen. Die eingehenden morphologischen und physikalischen Untersuchungen ergaben dieselben Resultate, wie ich sie bei dem Vorkommen aus dem Kohlgraben anführte. Nur in der Färbung zeigt sich ein geringer Unterschied. Die dem Quarz aufliegenden schaligen Schichten sind dunkelgraugrün, reichlich mit Pyritkryställchen durchsetzt und etwas härter. Sonst sind keine wesentlichen Unterschiede bemerkbar. Die Schmelze war spangrün, was auf das Vorhandensein geringer Mengen von Mangan hinweist. Die Substanz wurde mit Kali-Natron aufgeschmolzen; die Resultate der Analyse sind:

V	H_2O	= 4·611
	SiO_2	= 50·094
	Al_2O_3	= 26·475
	Fe_2O_3	= 3·669
	MnO	= Spur
	MgO	= 3·931
	CaO	= 0·449
	Summe	= 89·229.
Aus dem Verluste	KO, Na_2O	= 10·771
	Totalsumme	= 100·000.

Ein Vergleich dieser Analyse mit der unmittelbar vorhergehenden Nr. IV ergibt, dass die Summe der direct bestimmten Bestandtheile der früheren Analyse (89·705 Procent) nahezu ganz gleich ist der Summe der jetzigen (89·229 Procent), und desshalb ist voraussichtlich die Austheilung der Alkalien in beiden Fällen dieselbe.

§. 3. Discussion.

Um die Gruppe, in welche die vorliegenden Mineralien einzureihen seien, bestimmen zu können, habe ich im Nachfolgenden mehrere Analysen, welche ein ähnliches procentarisches Verhältniss der Elemente besitzen, tabellarisch zusammengestellt.

I. Analyse des Hygrophilites von Laspeyres. (Tschermak, Mineralog. Mittheilungen, 1873, pag. 158.)

II. Mittel von vier Analysen von Fellenberg. (Leonhard, Jahrbuch, 1867, pag. 363.)

III. Pinit von Rammelsberg. (Mineralchemie, pag. 835.)

IV. Analyse d'un mica vert von M. Damour. (Bulletin de la société min. d. France, t. V. 1882, pag. 97.)

V. Analyse d'un mica vert des quartzites d'Ouro Preto von H. Gorceix. (Bulletin de la société min. de France, t. V, pag. 309, 1882.)

VI. Analyse des Hygrophilites aus dem Schapbachthal von Killing, in den Untersuchungen über Erzgänge von Fr. Sandberger, pag. 58, Wiesbaden 1882.

VII. Meine Analysen.

Bestandtheile	Laspeyres	v. Fellenberg	Rammelsberg	Damour	Gorceix	Killing	Starkl	
SiO_2	48·784	46·81	48·27	46·17	46·5	48·60	48·889	50·094
Al_2O_3	31·920	35·15	29·74	29·71	37·2	32·82	29·370	26·475
Fe_2O_3	—	—	6·98	2·03		—	2·384	3·669
Cr_2O_3	—	—	—	3·51	0·9	—	—	—
FeO	3·145	1·43	—	—	—	2·76	0·512	
MnO	—	—	—	—	—	—	—	Spur
CaO	1·065	0·99	0·68	—	—	0·84	1·246	0·449
MgO	1·718	0·65	1·43	2·28	0·8	2·37	2·675	3·931
K_2O	5·673	9·68	8·60	10·40	7·9	4·08	6·517	
Na_2O	1·364	0·49	0·51	—	1·3	1·32	3·340	
H_2O	9·015	5·25	4·18	5·42	4·7	8·83	4·629	4·517
Summe	102·684	100·45	100·39	99·52	99·3	101·62	99·572	99·086

Vergleicht man meine Analysen mit den sechs anderen der theils in die Glimmer-, theils in die Pinitgruppe gehörigen Minerale, so sieht man, dass auch unser Mineral dieser Sippe angehört, der Constitution des von Laspeyres untersuchten Hygrophilites nahe kommt und sich von demselben dadurch unterscheidet, dass es so grosse Hygroskopicität wie Hygrophilit nicht besitzt, dass das Zerfallen im Wasser nicht so rasch erfolgt und dass das specifische Gewicht etwas höher liegt [1]. Auch mit dem vom Killing analysirten Hygrophilite herrscht ziemlich gute Uebereinstimmung.

Betreffs des Vorkommens wäre aber zu erwähnen, dass Laspeyres seinen Hygrophilit in den Quarzsandsteinen des unteren Unterrothliegenden und Killing denselben in den schieferigen Gneissen fand, während das von mir untersuchte Mineral im Kalktalkschiefer sich vorfindet.

Dass Hygrophilit und unser jetzt betrachtetes Vorkommen sich sehr nahe stehen, war aus mehreren Gründen anzunehmen. Die grössten Differenzen ergaben sich beim Vergleich des Hygrophilites mit unserem Vorkommen in Bezug auf den Wassergehalt und das verschiedene Verhalten im Exsiccator und unter der mit Wasserdampf gesättigten Glocke. Ausserdem ist auch der äussere Habitus des Minerales ein anderer als der des Hygrophilites. Durch die gütige Vermittlung des Herrn Professor Schrauf kam ich in die Lage, Originalstücke des Hygrophilites von Wettin zum Vergleiche benützen zu können. Dieser Hygrophilit ist gelblichgrün, zeigt keinerlei Structurverhältnisse, ist vollkommen dicht und undurchsichtig. Er fühlt sich etwas fettig an, haftet an der Zunge und zeigt

[1] Laspeyres fand für Hygrophilit ein specifisches Gewicht = 2·67
Killing " " " " " " = 2·7
Damour " " mica vert " " = 2·88
Gorceix " " " " " " " = 2·78
Starkl " " den Pyknophyllit " " = 2·796.

schwachen Fettglanz. Da also unser Vorkommen nicht mehr vollkommen dem Sachverhalt, wie Laspeyres ihn beschrieb, entspricht, und sich merkliche Differenzen nach sorgfältiger Untersuchung herausstellen, so kann man dasselbe zwar als eine dem Hygrophilit nahestehende, jedoch nicht als eine idente Substanz bezeichnen.

Wegen der dicht feinblättrigen Structur, die unter dem Mikroskop so deutlich zu erkennen ist, erlaubte ich mir, dieses neue Vorkommen mit dem Namen „Pyknophyllit" zu bezeichnen.

B. Zermulmte Massen und technische Producte. Weisserde.

§. 1. Natürliches Vorkommen.

Die von vier verschiedenen Localitäten stammenden Mineralmassen zeigen alle gemeinsame Merkmale, und, wie die Untersuchung ergab, eine fast gleiche chemische Constitution.

Bemerkenswerth bleibt bei den zermulmten Massen der Umstand, dass dieselben stets an solchen Stellen sich vorfinden, wo der Gebirgsdruck am stärksten zu wirken vermochte. Gewöhnlich wird zwischen einer Einsattelung oder in einer Thalmulde dieses Material vorgefunden.

Dieser secundäre Mineraldetritus ist bald rein weiss, bald mehr oder weniger grünlich gefärbt und setzt sich aus grösseren oder kleineren stark doppelbrechenden Schüppchen zusammen.

Die ganze Masse fühlt sich fettig an und bleibt an der Zunge haften. Nächst den Schachten, wo diese Massen zu Tage gefördert werden, finden sich dieselben ausserordentlich wasserreich, stellen oft eine brei- oder schlammartige Masse dar und erlangen erst, wenn sie lufttrocken geworden, eine feste Form. Ins Wasser gebracht zerfallen sie sehr rasch. Schüttelt man das Gefäss, in welches man mehrere Stücke gebracht hatte, so bleiben die Schüppchen längere Zeit suspendirt, während kleine Pyknophyllitstücke und Quarzkörner, welch letztere als äusserst fein vertheilte Partikelchen in der ganzen Masse vorkommen, sich zu Boden setzen. Quarz, den man trotz aller Sorgfalt nie entfernen kann, begleitet den ganzen Zug. Er ist mechanisch beigemengt und bildet einen störenden Factor bei den Analysen. Selbst die „Goldschmidtische Lösung" führt hier nicht zu den gewünschten Resultaten. Die Dichte beider Minerale ist nahezu dieselbe und eine Scheidung von Quarz und der eigentlichen Substanz mit den zu Gebote stehenden Mitteln fast undurchführbar.

Die eben besprochenen Substanzen schmelzen nicht vor dem Löthrohre, geben, wenn sie lufttrocken sind, im Kölbchen sehr wenig Wasser ab und zeigen unter der mit Wasserdampf erfüllten Glasglocke eine nur sehr geringe Wasseraufnahme. Die Substanz zeigte nach dem ersten Tage eine Aufnahme von 1·257 Procent, welche aber in den nachfolgenden Tagen constant blieb. Wenn auch die Wasseraufnahme etwas grösser ist als beim Pyknophyllit, so ist sie immerhin noch gering gegen die bedeutende Aufnahme von Wasser, wie sie Laspeyres

beim Hygrophilit fand, nach welcher Eigenschaft genannter Autor das Mineral benannte [1]).

Bei sämmtlichen Kali-Natron-Analysen zeigte die Schmelze deutlich die spangrüne Manganfärbung; das vor dem Glühen rein weisse Pulver wurde nach einstündigem Glühen gelblichbraun. Die chemische Untersuchung der Vorkommnisse jener Gegend ergab die im Nachfolgenden zusammengestellten Resultate.

a) Zermulmte Massen vom Klein-Pischingbach-Thal bei Aspang. „Weisserde“.

Die Substanz stammt aus einem in dem genannten Thale angelegten Schachte (vergl. früher), mit dem man in einer Tiefe von 20 Meter ein 200 Meter breites Lager dieser Substanz angefahren hat. In der dort ausgehobenen Masse liegen zahlreiche Quarzkugeln mit den aufliegenden Pyknophyllit-Schichten eingebettet (vergl. früher). Die Analyse ergab nachstehende Resultate.

	Bestandtheile	Weisserde Starkl	Metasericit Zickendrath
VI	SiO_2	54·989	52·58
	Al_2O_3	21·780	23·56
	Fe_2O_3	4·825	—
	FeO	—	5·76
	CaO	0·835	0·65
	MgO	3·478	2·43
	K_2O	5·118	9·52
	Na_1O	3·586	—
	H_2O	5·062	5·94
		99·673	100·44

Die Kieselsäure war beim Eindampfen gallertartig.

Die gefundenen Zahlen der procentarischen Zusammensetzung der Weisserde [2]) würden, abgesehen von den kleinen Abweichungen, mit dem von Zickendrath [3]) analysirten und als „Metasericit“ benannten Zersetzungsproducte aus dem körnigen Gneiss vom Schapbachthal in Baden gleichkommen.

b) Zermulmte Massen von Ofenbach bei Frohsdorf und von der Rotte „Thal“ bei Kirchschlag. „Weisserde“.

Auch diese zwei Vorkommen, von Ofenbach und von der Rotte „Thal“, werden als breiige Massen gegraben und stimmen in den übrigen

[1]) Dasselbe zeigte im Sättigungsgefässe schon nach dem ersten Tag eine Aufnahme von 3·624 Procent und am 32. Tag den Maximalpunkt: 17·323 Procent.

[2]) Der Name „Weisserde“ kann als eine vom Volke zutreffend gewählte Bezeichnung beibehalten werden, da derselbe dem morphologischen Charakter der Substanz vollkommen entspricht.

[3]) Untersuchungen über Erzgänge von Fridolin Sandberger, pag. 76—77, Wiesbaden 1882.

Verhältnissen und Kennzeichen ganz mit dem Vorkommen vom Möselberg überein. Die procentarische Zusammensetzung derselben ist:

	Bestandtheile	Ofenbach	Rotte: „Thal"
VII	SiO_2	52·812	47·393
	Al_2O_3	23·207	23·331
	Fe_2O_3	3·507	3·950
	MnO	Spur	Spur
	CaO	0·452	1·626
	MgO	8·899	8·313
	K_2O	2·645	5·118
	Na_2O	1·844	3·586
	H_2O	6·942	7·467
		100·308	100·784

Vergleicht man die Ergebnisse der Analysen dieser Vorkommen, so findet man eine ziemlich gute Uebereinstimmung in Bezug auf Al_2O_3, Fe_2O_3, CaO, MgO und H_2O. Dass die Procentverhältnisse der SiO_2 grösseren Schwankungen unterliegen, ist dem schon erwähnten Umstand zuzuschreiben, dass dieselbe in den kleinsten Partikelchen der ganzen Masse mechanisch beigemengt ist und selbst durch fortgesetztes Schlemmen nie vollständig entfernt werden kann.

§. 2. Technisch verwerthete Producte.

Das durch verschiedene Schlemmprocesse gewonnene Material bildet zusammengebackene Massen, welche aus mikroskopisch kleinen doppelbrechenden Schüppchen zusammengesetzt sind. Dieses erhärtete, manchmal in Ziegelform zertheilte Schlemmproduct ist blendend weiss, fühlt sich fettig an, ist zwischen den Fingern leicht zerreiblich, gibt ein ausserordentlich feines Pulver und zerfällt im Wasser ungemein rasch, während welchen Processes starker Thongeruch sich entwickelt. Entfernt man neuerdings das Lösungsmittel, so bekommt man eine breiige, schwach klebrige Masse, die durch fortgesetzte Wasserabgabe immer mehr knetbar wird und in verschiedene Formen gebracht werden könnte. Wegen dieser eigenthümlichen Beschaffenheit könnte diese Masse zu Abgüssen verwendet werden.

Im Kölbchen geglüht gibt dieses Schlemmproduct nur wenig Wasser ab; in einem Platintiegel zur Weissglühhitze gebracht, erhärtet es und zerfällt alsdann im Wasser nicht mehr. Ich stellte einige Proben mit dem Schlemmproducte von zwei Localitäten an, und zwar *a*) vom Kohlgraben und *b*) von der Rotte „Thal".

	a) ergab		*b*)
VIII	SiO_2 = 46·750		SiO_2 = 58·546
	$\left.\begin{matrix}Al_2O_3\\Fe_2O_3\end{matrix}\right\}$ = 31·069		$\left.\begin{matrix}Al_2O_3\\Fe_2O_3\end{matrix}\right\}$ = 22·746
	CaO = 1·053		CaO = 1·617
	H_2O = 4·444		H_2O = 5·612

MgO, K_2O, Na_2O blieben unbestimmt.



Hygroskopisches Wasser fehlt.

Es scheint mir nicht unpassend zu sein, hier Einiges über die Gewinnung und Herstellung des von Jahr zu Jahr an Bedeutung zunehmenden und technisch vielbegehrten Materiales zu erwähnen.

Bei den Fundgruben wird dieses Material während des Herbstes und des Winters an die Oberfläche geschafft, wobei die Winterkälte sicherlich sehr viel zur Lockerung der etwas festeren Massen beiträgt. Zur Sommerszeit werden dieselben in einen flachen, etwa 10 Quadratmeter grossen Trog gebracht, welcher durch einfliessendes Quellwasser gespeist wird; ohne Pochen, blos durch gelegentliches Aufrühren mit Holzstangen wird das freiwillige Zerfallen des Minerales unterstützt. Aus dem ersten Trog fliesst das kalkmilchartige, die Flitterchen suspendirt erhaltende Wasser successive in ungefähr 50 treppenartig unter einander stehende Schlemmbottiche. In den zwei letzten sammelt sich das feinste Pulver, da in den vorhergehenden die schwereren Theilchen sich zu Boden setzen. Durch Verdampfenlassen des Wassers nach Ableitung und Abschluss des Zuflusses backt das Schlemmproduct in den letzten Schlemmbottichen zu einer festen Masse zusammen. Ehe sie noch vollständig erstarrt, wird sie in Ziegelform gestochen und kommt als sogenannte Putzkreide für verschiedene technische Zwecke in den Handel. Die grösste Menge dieses feingeschlemmten Materiales, das aber immer noch etwas, aber sehr fein vertheilten Quarz enthält, wird von den Papierfabriken verbraucht. Bis noch vor wenigen Jahren waren es namentlich die in der Nähe liegenden Fabriken; gegenwärtig wird aber diese Weisserde in alle Theile unserer Monarchie verschickt. In dem Masse als der Begehr nach diesem Producte sich steigerte, in demselben Masse haben sich die sogenannten „Talkschlemmereien“ vermehrt. Da aber das Schlemmen ausserordentlich lange dauert und nur während der Sommerszeit möglich ist, so werden, um die Processe zu beschleunigen, Centrifugal-Schlemmmaschinen an einigen Localitäten in Anwendung gebracht. Durch diese Maschinen werden allerdings in kurzer Zeit bedeutende Massen für den Handel erzeugt, stehen aber dem durch die alten Schlemmprocesse bereiteten Materiale an Güte nach; denn bei diesem raschen Processe werden leichter Quarzkörnchen mitgerissen, was bei dem früher erwähnten, fractionirten Schlemmvorgang mittelst der Bottiche weniger leicht möglich ist.

C. Begleitende Schiefer.

Die schon von Johann Cžjžek[1]) in seiner Arbeit: „Das Rosaliengebirge und der Wechsel in Niederösterreich“ erwähnten Schiefer haben bis heute keine weitere Beachtung gefunden. Die eine Suite der mir vorliegenden Schiefer stammt vom Kohlgraben unweit Aspang, die andere von der Anna-Capelle nordwestlich von Wiesmath und von Ofenbach unweit Frohsdorf an der Leitha; erstere stimmen mit den „Kalktalkschiefern“ überein, letztere, welche den „Sericitschiefern“ und „Bravaisiten“ nahe stehen, wurden eingehend untersucht und „Leucophyllite“ benannt.

[1]) Jahrb. der geol. Reichsanst., V. Band, pag. 492 493, 1854.

§. 1. Kalktalkschiefer.

Südöstlich von Aspang wechselt der von Cžjžek als Talkschiefer bezeichnete schmale Zug von Kalktalkschiefer mit Glimmer- und Chloritschiefer ab. Die mir zur Untersuchung übergebenen Handstücke haben eine graugrüne Farbe, sind bald heller, bald dunkler, fettglänzend und zahlreich von Quarzkörnern durchsetzt, so dass die ganze Oberfläche gewellt erscheint. Sie zeigen eine faserige Structur, sind ziemlich hart und widerstandsfähig. Dass dieses Gestein dem schon von Cžjžek beschriebenen ident ist, beweisen nachfolgende wörtlich citirte Zeilen:

„Der Talkschiefer kommt hier durchgehends nur in schwachen Einlagerungen sowohl im Gneiss wie im Glimmerschiefer vor und ist nie ganz rein, sondern mit Quarz gemengt. Er ist stets dünnschieferig und um so geradschieferiger, je weniger Quarz er enthält; die eingeschlossenen Quarzkörner und Linsen machen dagegen die Spaltungsflächen wellig und uneben. Der letztere ist stets fester, wogegen ersterer sehr leicht zerbröckelt. Man findet oft beide in einer Einlagerung beisammen; der geradschieferige bildet aber viel schmälereSchichten."

Ich habe von diesem Talkschiefer, aus dem der Quarz möglichst entfernt wurde, eine Analyse durchgeführt; das gefundene Verhältniss der Procente von Al_2O_3, CaO und MgO sagt, dass dieses, die früher besprochenen Pyknophyllite und die zermulmten Massen (Weisserde) begleitende Gestein nicht der Chlorit-, sondern der Glimmergruppe einzureihen wäre und mit dem „Kalktalkschiefer" (Zirkel, Lehrbuch der Petrographie, pag. 461) am besten übereinstimme. Das Pulver der Substanz war dunkelaschgrau. Gefunden wurden:

17·074 Procent Al_2O_3 incl. Fe_2O_3
7·312 „ CaO
6·118 „ MgO.

§. 2. Leucophyllite.

Unter diesem Namen sind jene schimmernd weissen und gelblich weissen, bisweilen sehr lichtgrün gefärbten Schiefer zu verstehen, welche schon Herrn Cžjžek bekannt und von ihm an jenen Punkten angezeigt wurden, wo Herr Professor Schrauf sie wiederfand.

Diese Schiefer wurden von Cžjžek als „weisse Talkschiefer" angesprochen und wiederholt als solche angeführt.

„Viele der erwähnten Einlagerungen", heisst es l. c., „verquert man im Ofenbacher Thal. Nordöstlich von Lichtenegg sieht man wieder schmale Schichten von feinen weissen Schiefern, die südöstlich von Edlitz wieder erscheinen, aus vielem grünlichweissen glänzenden Talkglimmer bestehen und Körner und Linsen aus grauem Quarz einschliessen. Nordwestlich von Wismath sind im porphyrartigen Gneiss zwei schmale Lagen von „weissem Talkschiefer" [1]).

[1]) Nordwestlich von Wismath liegt die Anna-Capelle, woher eine Suite der Leucophyllite stammt. Diese Schiefer wurden 1882 bei einer Brunnenaushebung, die 200 Meter westlich von der Anna-Capelle geschah, bereits in einer Tiefe von 2 Meter angefahren. Hievon stammen jene Stücke, welche Professor Schrauf sammelte u. die Belegstücke im mineralog. Museum d. Universität deponirte. (M. M. Nr. 6983.)

a) Leucophyllit westlich von der Anna-Capelle.

Diese deutlich den Charakter der Schiefer an sich tragenden Mineralvorkommnisse setzen sich aus kleinen, mit freiem Auge noch sichtbaren unregelmässigen Blättchen und Schüppchen zusammen, die ähnlich den Flasergneissen eine parallele Anordnung der Schüppchen in der Längsrichtung zeigen. Parallel dieser Richtung sind diese Schiefer ziemlich leicht spaltbar. Die erhaltenen Platten sind nicht vollständig ebenflächig, hie und da auch wellenförmig gekrümmt, in Folge der eingeschlossenen Quarz-„Linsen“, die ebenfalls parallel gelagert sind und den ganzen Schiefer durchziehen.

Diese Linsen von rein weissem oder graulichem Quarz haben bisweilen die natürliche Grösse von Linsensamen oder durchziehen als ziemlich lange Streifen den Schiefer. Der Bruch der Platten, senkrecht auf die Schieferungsrichtung, ist vollständig uneben und splitterig. An diesen Bruchflächen sieht man recht deutlich den in parallelen Schichten, Adern oder Streifen eingelagerten Quarz.

Die Schiefer sind wenig consistent. Manche Stücke, wo wenig oder gar kein Quarz sich vorfindet, sind oft sehr mürbe und zwischen den Fingern zerreiblich. Die Schiefer sind frisch gebrochen von rein weisser Farbe und haben ausser Quarz keine anderen accessorisch beigemengten Mineralien eingeschlossen.

Sie besitzen einen schimmernd weissen Glanz, der lebhaft an Perlmutterglanz erinnert. Dünne Blättchen und Schichten derselben sind durchscheinend, dickere undurchsichtig. Die Stücke fühlen sich fettig an, noch mehr das feine, rein weisse Pulver.

Vor dem Löthrohre bleiben ganz kleine splitterige Bruchstücke unverändert. Sie schmelzen nicht, blättern sich nicht auf, werden zwar etwas härter und verändern die Färbung; sie werden wie im Kölbchen silbergrau. Bei 100° C. verliert die feingepulverte Substanz 0·157 Procent Wasser, welches wahrscheinlich blos hygroskopisch aufgenommenes war. Geglüht wurde die gepulverte Substanz gelblichbraun, sinterte zusammen und gab 6·297 Procent Wasser ab. Mit Cobaltsolution befeuchtete Splitter bläuen sich nach dem Glühen. Die Boraxperle zeigte Eisenfärbung.

Unter dem Mikroskop erweisen sich sowohl die ausserordentlich kleinen einzelnen Schüppchen als auch das schieferige Aggregat derselben als vollständig durchsichtige und homogene Substanz. Dünnschliffe lassen sich von diesem Schiefer nicht darstellen, da sich die Spaltstücke nie eben schleifen lassen, stets unregelmässig und wegen der geringen Cohärenz der Blättchen vielfach ausbrechen, so dass die eben zu schleifende Fläche sehr stark corrodirt erscheint. Zwischen den gekreuzten Nicols erweisen sich die Schüppchen als stark doppelbrechend; einige derselben zeigen Polarisationsfarben. Schüppchen, welche mehrere Stunden in concentrirter Salzsäure und dann in Natronlauge gekocht wurden, waren entweder angeätzt oder ausgelaugt, verloren zum Theil ihre Durchsichtigkeit, wurden grau und hellten das dunkle Gesichtsfeld nur schwach auf.

Die ausserordentlich kleinen, kryptokrystallinischen Schüppchen wurden bei sehr starker Vergrösserung als optisch zweiaxig erkannt

und scheinen, nach undeutlichen Merkmalen zu urtheilen, negativ (α) zu sein. Deutliche Interferenzfiguren waren wegen der unregelmässigen Oberfläche der Flitterchen nicht sichtbar. Der scheinbare Axenwinkel ist ziemlich gross und kann annäherungsweise als ein Winkel von 30^0 angenommen werden.

Um für die Analyse möglichst reine quarzfreie Substanz zu erhalten, wurden die zerriebenen Massen in destillirtes Wasser gebracht und aufgerührt. Nach einer halben Stunde etwa wurde diese, nur die feinsten und leichtesten Flitterchen suspendirt enthaltende Flüssigkeit decantirt. Dieses Verfahren wurde mehrmals wiederholt und die licht milchigtrübe Flüssigkeit schliesslich in einer Porzellanschale eingedampft. Um für die Controlanalysen geeignetes Material herzustellen, streute ich die staubigen Massen, welche ich durch das Aneinanderreiben der Stücke erhielt, in sehr dünner Schichte auf eine glatte, wohl gereinigte und trockene Glasplatte. Nur jene überaus kleinen Flitterchen und Schüppchen, welche auf der umgestürzten Platte nach heftigem Schütteln und Stossen in Folge der Adhäsion noch hängen blieben, wurden mit einem Pinsel gesammelt und zur Controlanalyse verwendet.

Die feingepulverte, rein weisse Substanz zeigte, nachdem sie zwei Tage unter der mit Wasserdampf gesättigten Glocke stand, eine Gewichtszunahme von 0·515 Procent; in den darauffolgenden sechs Tagen blieb das Gewicht constant.

Von der mit Salzsäure während zweier Tage hindurch gekochten feinpulverigen Substanz wurden 9·077 Procent ausgelaugt. Al_2O_3, Fe_2O_3, CaO, MgO und K_2O waren im Filtrate nachweisbar.

Die Aufschliessung geschah mit Fluorammonium und mittelst Natron-Kali. In letzterem Falle war die Schmelze spangrün, Kieselsäure beim Eindampfen gallertartig.

Die Härte des Minerales ist 1—2. Für die Dichte fand ich als Mittel dreier Bestimmungen mittelst Pyknometer 2·723.

Im Nachfolgenden sind diese Resultate meiner Analysen und zum Vergleiche die eines Bravaisites [1]) und Sericites [2]), welchen Mineralen unser Vorkommen nahe steht, jedoch nicht ident ist, angeführt.

	Bestandtheile	Starkl Leucophyllit	Mallard Bravaisit	Laspeyres Sericit	
	—	—	—	0·279	Luftfeuchtigkeit bei 105°C.
	SiO_2	57·106	51·40	56·729	{ 19·021 unlöslich in HCl 37·708 löslich
	Al_2O_3	19·797	18·90	27·365	
IX	Fe_2O_3 }	2·994	4·00	1·702	
	FeO }	—	—	1·465	
	MnO	Spur	—	—	
	CaO	0·494	2·00	0·411	
	MgO	8·856	3·30	0·744	
	K_2O	3·386	6·50	9·702	
	Na_2O	1·420	—	0·602	
	H_2O	6·297	13·30	3·430	
		100·350	99·10	102·429	

1) „Sur la Bravaisite." Société mineral. de France, Nr. 1, pag. 5—8, Paris, 1878.
2) „Mineralog. Bemerkungen." Zeitschr. f. Krystallogr., IV. B., pag. 244—256, 1880.

b) Leucophyllit von Ofenbach.

Die Schiefer dieser Gegend, welche unmittelbar an den Gehängen nächst den Stellen, wo Weisserde zu Tage gefördert wird, sich vorfinden, stimmen im Wesentlichen mit den früher besprochenen überein. Auch diese setzen sich aus kryptokrystallinischen, doppelbrechenden, parallelgeschichteten Schüppchen zusammen. Weit häufiger aber als bei den Schiefern, die bei der Anna-Capelle gefunden wurden, kommen hier Einlagerungen von Quarzlinsen und Quarzschichten vor, die namentlich auf dem Querbruche deutlich sichtbar werden. Oft bilden die glänzenden Schuppen nur ganz dünne Schichten zwischen den Quarzlinsen. Das Mineral ist von glänzend weisser, schimmernder oder schwach lichtgrüner Färbung. Bisweilen sind einzelne Partien durch Eisenoxydhydrat gelblichbraun gefärbt und in Folge des vorgeschrittenen Zersetzungsprocesses ziemlich mürbe.

Diese Schiefer erweisen sich unter dem Mikroskop nicht vollständig homogen; stellenweise findet man sie massenhaft von bräunlichen, lichtglänzenden und grünlichen Partikelchen durchsetzt. Die übrigen makro- und mikroskopischen Merkmale sind dieselben wie bei den Schiefern nordwestlich von Wiesmath. Die Analyse der vom Quarz wohlgereinigten Substanz ergab:

	SiO_2	= 52·812
	Al_2O_3	= 23·207
	Fe_2O_3	= 3·507
X	MnO	= Spur
	CaO	= 0·452
	MgO	= 8·899
	H_2O	= 6·942.
	Summe . .	95·819
Ka_2O, Na_2O	aus dem Verluste	4·181
		100·000

Die Alkalien wurden qualitativ nachgewiesen. Die Summe der Alkalien ist in den Analysen IX und X nahe gleich.

§. 3. Discussion.

Diese beiden angeführten neuen Phyllitvorkommnisse von der Anna-Capelle und von Ofenbach stehen den Sericitschiefern, Bravaisiten und Paragonitschiefern nahe, stimmen aber weder mit diesen noch mit jenen vollständig überein.

Durch wiederholte Prüfungen wurde sichergestellt, dass der Magnesiagehalt effectiv ein hoher ist. Controlanalysen ergaben:

a) SiO_2 = 57·476 Procent, MgO = 10·013 Procent
b) SiO_2 = 56·139 „ MgO = 9·150 „

Der Gehalt von MgO, Na_2O, K_2O liesse weiters vermuthen, dass diese Phyllite aus zwei Glimmer, einem Magnesium- und einem Kali-Natronglimmer, bestünden; unter dem Mikroskop kann man aber nur einheitliche Schuppen von gleichem Charakter erkennen.

Der stets schwankende Gehalt an Kieselsäure lässt sich durch den mechanisch beigemengten freien Quarz erklären, der die eigentliche Substanz bald in grösserer, bald in geringerer Menge verunreinigt und nie, selbst bei der grössten Sorgfalt, vollständig entfernt werden kann. Der hohe Gehalt an SiO_2 kann daher keinen Anstoss erregen, da er in dem soeben Angeführten eine theilweise Entschuldigung findet.

Von den Sericitschiefern, von welchen mir Originalstücke vom Taunus, Dank der Liebenswürdigkeit der Herren Autoren: Professor Fr. Sandberger und H. Laspeyres, zum Vergleiche vorlagen, unterscheidet sich unser Vorkommen in Bezug auf Farbe, Härte, Durchsichtigkeit, Verhalten vor dem Löthrohre, namentlich aber durch die Structurverhältnisse und das specifische Gewicht.

Die mir vorliegenden Sericitschiefer vom Taunus sind gelblich- bis apfelgrün, härter und selbst in noch ziemlich dicken Blättchen, die man leicht durch Spalten erhält, durchsichtig. Vor dem Löthrohre blähen sie sich auf und erhärten, geradeso wie man es beim Pyknophyllit findet. Sie sind nahezu ganz ebenflächig, schön geschichtet, zeigen makroskopisch nicht die geringste Spur blättriger Schieferung, sondern sind längsfaserig und diess verleiht den Stücken einen eigenthümlichen Glanz, den man als Seidenglanz bezeichnete. Das specifische Gewicht liegt höher als das des Leucophyllites.

Sericit von Naurod	2·8,	bestimmt von	List,
„ „ „	2·897	„ „	v. d. Marck,
„ „ Hallgarten	2·8091	„ „	Laspeyres.

Von den Bravaisiten hatte ich keine Stücke zum Vergleiche und nur das nachfolgend angeführte Citat musste zum Vergleiche mit den von mir gefundenen und besprochenen Resultaten benutzt werden.

„Cette substance“, heisst es, „d'aspect argileux est très-finement schisteuse et les lames sont parallèles à la stratification. Sa couleur est grise avec une légère teinte verdâtre. Elle est très fortement translucide sur les bords. Usée en lames minces parallèlement à la schistosite elle paraît composée de fibres cristallines très fines énergiquement biréfringentes. Double réfraction est négatif; l'écartement des axes optiques est de 40° environ. La densité est égale à 2·6.

Aus den vergleichsweise angeführten Notizen und Citaten ersieht man, dass in manchen Punkten eine theilweise, jedoch nicht eine vollständige Uebereinstimmung mit unserem Vorkommen herrscht. Da eine Identität ausgeschlossen ist, so machte sich, um von diesen Schiefern überhaupt sprechen zu können, das Bedürfniss geltend, dieselben mit einem Namen zu belegen. Ihrem Habitus nach gehören sie unstreitig den Phylliten an; daher erlaubte ich mir dieses neue Vorkommen wegen der schimmernd weissen Farbe und wegen der ausserordentlich feinblättrigen Structur als „Leucophyllit“ zu bezeichnen.

Ob diese Schiefer nicht einen weit grösseren Verbreitungsbezirk im Gebiete des Wechsels und der Umgebung besitzen, als den, welchen man bis jetzt kennt, darüber gedenke ich später zu berichten, wenn sich mir günstige Verhältnisse zur Durchforschung des Gebietes darbieten.

Hiermit schliesse ich die Arbeit, deren Durchführung während der Jahre 1881—1883 mir nur durch die freundliche Unterstützung meines hochgeehrten Lehrers, des Herrn Professor Albr. Schrauf, möglich wurde. Materiale, Notizen und geognostische Details erhielt ich vom genannten Herrn, sowie auch die Erlaubniss, alle Hilfsmittel des mineralogischen Museums benützen zu können, wofür ich mich verpflichtet fühle, hier meinen wärmsten und tiefgefühltesten Dank auszusprechen.

Ausgeführt im mineralogischen Museum der k. k. Universität.

Wien, Mai 1883.

Die neueren Fortschritte der Karpathensandstein-Geologie.

Von C. M. Paul.

Jeder Fachgenosse kennt wohl die mannigfachen Phasen und Controversen, welche die Deutung und Gliederung des mächtigen, die Karpathen gegen Norden, Osten und Süden umsäumenden Sandsteingürtels im Verlaufe der Jahre durchzumachen hatte.

Den Aufnahmsarbeiten unserer k. k. geologischen Reichsanstalt war es vorbehalten, System in dieses Chaos zu bringen, die von einzelnen Forschern für beschränkte Specialgebiete gewonnenen Resultate für das Verständniss der Gesammtheit nutzbar zu machen, mit einem Worte den Begriff einer „Karpathensandstein-Geologie“ zu schaffen.

Die fortschreitende Entwicklung unserer diesbezüglichen Kenntnisse und Anschauungen darzustellen, war die Aufgabe einer kleinen Reihe von Mittheilungen, die ich im Laufe des letzten Decenniums theils allein, theils gemeinsam mit meinem verehrten Freunde und Fachgenossen Herrn Dr. E. Tietze zur Publication brachte.

Zuerst versuchte ich in meinen „Grundzügen der Geologie der Bukowina“ (Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1876) eine kurze vergleichende Uebersicht der bis dahin in sämmtlichen besser studierten Karpathensandstein-Gebieten gewonnenen Resultate zu geben, und leitete aus einer Combination dieser mit den in der Bukowina selbst erzielten Erfahrungen die ersten Grundlinien jener Karpathensandstein-Gliederung ab, die unseren ferneren Arbeiten zur Basis diente, und die ich auch heute noch als solche festhalte.

Im Laufe der nächsten Jahre wurden in zwei grösseren, von Herrn Dr. Tietze und mir gemeinsam gearbeiteten Aufsätzen (Studien in der Sandsteinzone der Karpathen. Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1873, und Neue Studien etc. Jahrb. 1879) die jeweiligen Stadien fixirt, auf welche unsere Kenntniss des in Rede stehenden Gegenstandes infolge der im Karpathensandstein-Gebiete Ostgaliziens vorschreitenden Aufnahmen, sowie mehrfacher von uns in verwandte Gebiete Ungarns, Siebenbürgens und Schlesiens unternommener Studienreisen gelangt war.

Neben diesen vorwiegend topische, stratigraphische und tektonische Verhältnisse behandelnden Arbeiten entwickelte ich in einer weiteren kürzeren Mittheilung (Ueber die Natur des karpathischen Flysches, Jahrb.

d. geol. Reichsanst. 1877) meine Ansichten über die genetischen Beziehungen unseres Gegenstandes, und stellte endlich, um nicht nur den theoretischen, sondern auch den praktisch-volkswirthschaftlichen Fragen Rechnung zu tragen, in einer ferneren Arbeit (Die Petroleum- und Ozokerit-Vorkommnisse Ostgaliziens, Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1881) jene Erfahrungen zusammen, die sich anlässlich unserer Studien in den Karpathensandstein-Gebieten bezüglich des Vorkommens und der rationellen Aufsuchung ihrer wichtigsten nutzbaren Mineralstoffe, des Erdöls und seiner Nebenproducte, ergeben hatten.

Auf einige mittlerweile auch von anderen Seiten über den Gegenstand publicirte Arbeiten werde ich im Contexte vorliegender Mittheilung noch zurückzukommen Gelegenheit haben.

Mit der letzten unserer oben citirten grösseren zusammenfassenden Arbeiten (Neue Studien etc. 1879) waren wir, in der Schilderung der galizischen Sandsteinzone von Ost gegen West vorschreitend, bis in die ihres Ozokerit- und Erdöl-Reichthums wegen bekannte Gegend von Boryslaw, Mražnica und Schodnica (in Ostgalizien) vorgerückt.

Seither sind die Detail-Aufnahmen der galizischen Karpathen, mit deren Leitung mich die Direction der k. k. geologischen Reichsanstalt betraute, gegen Westen vorgeschritten, und zwar gelangten zur Untersuchung im Sommer 1879: die Generalstabsblätter Colonne XXIX, Zone 8 (Drohobycs), Col. XXVIII, Z. 7 (Sambor), Col. XXVIII, Z. 8 (Staremiasto), Col. XXVIII, Z. 9 (Turka), Col. XXVIII, Z. 10 (Smorže-Vereczke), Col. XXVII, Z. 9 (Orosz-Ruska-Didyoma); im Jahre 1880, in welchem ausser mir selbst keine weiteren Arbeitskräfte den Aufnahmen in den Karpathen zugewendet werden konnten, untersuchte ich die Gebiete der Blätter Col. XXVII, Z. 6 (Pržemysl) und Col. XXVII, Z. 7 (Dobromil). Im Jahre 1881 folgte dann die Aufnahme der Blätter Col. XXVI, Z. 7 (Brzozow und Sanok), Col. XXVI, Z. 8 (Lisko und Mezőlaborcz), Col. XXVI, Z. 9 (Wola—Mihowa, Radwany); und im Sommer 1882 die Aufnahme der Blätter Col. XXVI, Z. 6 (Tyczyn-Dynow), Col. XXV, Z. 6 (Bržostek-Strzyzow), Col. XXV, Z. 7 (Jaslo und Dukla), Col. XXV, Z. 8 (Dukla-Pass)[1]).

Die wichtigsten Ergebnisse dieser Aufnahmen sind es zunächst, welche hier kurz besprochen werden sollen, und zwar kann ich mich hiebei der Vollständigkeit wegen nicht auf die Mittheilung meiner eigenen Beobachtungen beschränken, sondern muss mindestens mit wenigen Worten auch dasjenige, was von den anderen bei den Aufnahmen in den Karpathen beschäftigten Herren über ihre Terrains veröffentlicht wurde, berühren und mit den älteren und neueren Erfahrungen in Zusammenhang zu bringen suchen. Ebenso erscheint es mir entsprechend, wie in unseren früheren, obenerwähnten Publicationen auch hier die neueren, mittlerweile in anderen, ausserhalb der eigentlichen Aufnahmsterrains gelegenen verwandten Gebieten gewonnenen Erfahrungen kurz in Erwähnung zu ziehen.

---

[1]) Die Aufnahmen des letztverflossenen Jahres (1883), deren Resultate in späteren Mittheilungen zur Veröffentlichung gelangen werden, erstreckten sich über die Karpathengebiete südlich von Tarnow und Pilzno, die Umgebungen von Gorlice und Grybow in Westgalizien, bis Bartfeld und Palocsa in Ungarn.

Wenn die vorliegende Mittheilung sonach nicht durchaus ganz Neues bringen, sondern mehrfach auf schon Publicirtes zurückkommen wird, so dürfte das seine Entschuldigung darin finden, dass ich durch dieselbe möglichst conform mit unseren früheren, obencitirten Publicationen und als directe Fortssetzung derselben eine zusammenfassende Uebersicht über den dermaligen Stand unserer Kenntniss der karpathischen Flyschgebiete geben möchte.

Weit kürzer aber kann ich mich diesesmal in der Darstellung der in den letzten Jahren aufgenommenen Gebiete fassen, als in den mehrfach erwähnten Arbeiten über die östlicheren Theile der galizischen Karpathen. Früher war es nöthig, die durch die einzelnen die Karpathen durchziehenden Thäler gebotenen Aufschlüsse Schritt für Schritt zu verfolgen und zu schildern, um durch möglichst viele Localprofile unsere Anschauungen über die Deutung und Gliederung der Karpathensandsteine zu begründen, die Richtigkeit derselben an möglichst vielen Beispielen nachzuweisen. Heute, wo unsere diesbezüglichen Ansichten ihrer Hauptsache nach sich mit wenigen Ausnahmen schon ziemlich allgemeiner Zustimmung erfreuen, auch durch mehrfache neuere Fossilfunde feste Bestätigung erlangten, ist die Aufführung derartiger ermüdender, vielfache Wiederholungen bietender Details überflüssig, und ich kann mich darauf beschränken, einige der wichtigsten und instructivsten Punkte hervorzuheben.

Indem wir, anknüpfend an die in unseren „Neuen Studien“ und meiner obencitirten Mittheilung über die „Ozokerit- und Petroleumvorkommnisse Ostgaliziens“ beschriebenen Verhältnisse der Gegend von Boryslaw, Mražnica und Schodnica gegen Westen vorschreiten, gelangen wir zunächst an das Thal der Bystrica, welches, vom Orte Bystrica bis zu seinem Austritte aus dem Gebirge bei Urož vorwiegend als Querthal entwickelt, einen ziemlich lehrreichen Durchschnitt bietet.

Zunächst südlich von Urož erreicht man den in früheren Arbeiten mehrfach erwähnten Randzug von Menilitschiefern, den wir schon von Boryslaw, wo er die südliche Begrenzung der erdölführenden neogenen Salzthongebilde darstellt, kennen und auch weiter gegen Nordwest noch weit (bis in die Gegend westlich von Starasol) verfolgen können.

Bei Podmonasterek, am Nordgehänge des Lopucznaberges, grenzt an die Menilitschiefer ein in der galizischen Karpathensandsteinzone nicht häufig auftretendes Gestein, ein lichter Kalksandstein, für welchen mir kein anderes petrographisches Analogon im Gebiete bekannt ist, als der Nummulitenkalk von Pasieczna und der Kalksandstein mit *Orbitoides stellata* von Rostoki am Cseremos. Die südlich folgende, zu höheren Bergen ansteigende Gesteinszone, welche die Höhen Lopucza, Szepelnik, Magura, Korožówka etc. zusammensetzt, besteht aus vorwiegend groben, dickschichtigen, kalkarmen Sandsteinen, die wohl nur unserer mittleren (cretacischen) Karpathensandsteingruppe mit Wahrscheinlichkeit zugerechnet werden können.

Die Stellung des obenerwähnten lichten Kalksandsteins zwischen diesen und den Menilitschiefern spricht sonach ebenfalls nicht gegen die Deutung desselben als Eocän.

Nach Verquerung des Zuges mittlerer Sandsteine gelangt man bei Podbuž in ein vorwiegend aus Ropiankaschichten zusammengesetztes Gebiet, die directe nordwestliche Fortsetzung der Zone von Mražnica. Einzelne Schollen von jüngeren Sandsteinen finden sich hier jedoch mehrfach den älteren, meist weicheren und schiefrigeren Gebilden aufgelagert und eingefaltet.

Die Verbreitung der Ropiankaschichten wird südwärts wieder durch einen Zug mittlerer Sandsteine, der die Höhen Terebuch und Czeledny bildet, begrenzt, und auf diesen folgen bei Zalokic Gesteine vom gewöhnlichen Habitus des karpathischen Eocäns und weiterhin typische Menilitschiefer.

Wir haben somit hier eine ganz vollständige Welle verquert.

Eine zweite, ebenso reguläre Welle folgt thalaufwärts; dieselbe hat ihre südliche Begrenzung in der grossen Menilitschiefer-Entwicklung von Smolna.

Regelmässige Antiklinalstellung der ältesten und Synklinalstellung der jüngsten Schichten dieser Wellen ist wohl hier nicht zu sehen; das beruht aber nur auf dem in unseren früheren Arbeiten oft betonten Umstande, dass die überwiegende Mehrheit aller karpathischen Wellen nach Norden übergekippt ist, so dass dann meistens, wie auch hier im Bystricathale, südliches (respective südwestliches) Schichtenfallen an der Oberfläche zu beobachten ist.

Es ist dies so allgemein das herrschende Verhältniss in unserem Gebiete, dass ich in dem Folgenden eben nur dort, wo andere Fallrichtungen ausnahmsweise zur Geltung kommen, dies hervorheben, sonst aber die einförmig gegen Südwest gerichtete Schichtenstellung ausser Erwähnung lassen werde.

Auch die kürzeren Querthäler des Sprynja- und Wolanska-Baches zeigen erwähnenswerthe Verhältnisse.

In Sprynja beobachtet man unter Menilitschiefern (Fig. I, 1) ein vorwiegend aus Strambergerkalk-Brocken zusammengesetztes Conglomera (2), welches nordöstlich einfällt und auf ebenso fallendem lichte

Fig. I.

SW Kirche von Sprynja. NO

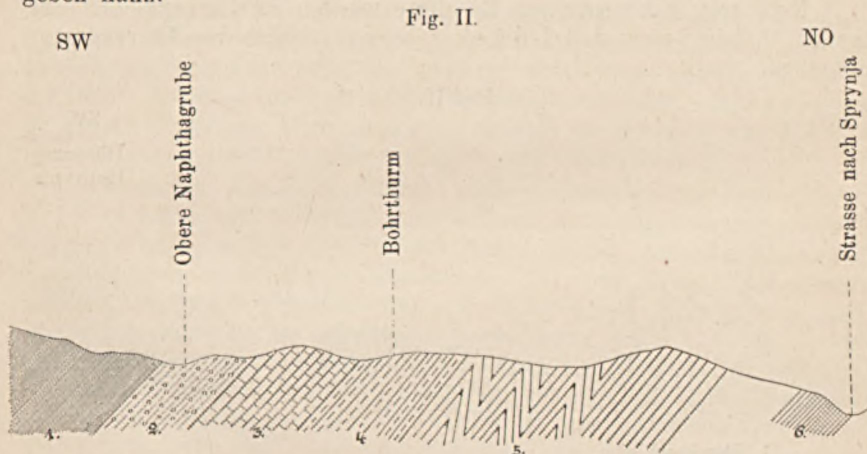
1. Menilitschiefer.
2. Conglomerat.
3. Glasiger Sandstein.
4. Bryozoensandstein.
5. Fucoidenmergel.

glasigen Sandstein (3) aufliegt. An der linken Thalseite gegenüber der Kirche ist sehr deutlich zu beobachten, wie auf den Schichtenköpfen dieses Sandsteins entgegengesetzt (südwestlich) fallende Menilitschiefer aufliegen. Weiter thalaufwärts folgen mit einemmale ganz andere, viel ältere Gesteine, nämlich meist grünliche Mergel mit Fucoiden, die sich licht von der dunkleren Gesteinsmasse abheben (5). Ueber diesen folgen Sandsteine mit Spuren von Bryozoën (4), dann Sandsteine mit einigen Bänken von gleichem Kalkconglomerat, wie wir es früher bei der Kirche sahen, endlich wieder Menilitschiefer. (S. Fig. I.)

Wenn wir in den oben berührten Verhältnissen des Bystricathales Beispiele von regulären Wellen vor uns hatten, so zeigt uns dagegen, wie aus dem skizzirten Durchschnitte hervorgeht, das nahegelegene Thal von Sprynja in der eigenthümlichen Lage der Menilitschiefer zum glasigen Sandsteine und in der ziemlich unvermittelten Aufeinanderfolge von Menilitschiefer und Fucoidenmergel schon wieder die deutlichen Spuren von Dislocationen, und lehrt somit, dass man sich die galizische Karpathensandsteinzone nicht auf grössere Erstreckungen ganz regelmässig gebaut vorstellen dürfe.

Geht man von Sprynja in das nächstwestliche Querthal, das des Wolanskabaches, hinüber, so findet man links von der Strasse, schon näher gegen den Ort Zwór zu, dünnplattige Sandsteinschiefer und dunkle Mergel (Fig. II, 6), für die ich eine nähere Deutung nicht geben kann.

Fig. II.



1. Menilitschiefer.
2. Dünngeschichtete Sandsteine und Thone.
3. Plattige und bryozoënführende Sandsteine.
4. Hieroglyphenschichten.
5. Fucoidenmergel.
6. Dünnplattige Schiefer.

Wendet man sich nach Erreichung des Wolanskathales im Orte Zwór gegen Südwesten thalaufwärts, so befindet man sich zunächst in der von Sprynja herüberstreichenden Zone der grünlichen Fucoidenmergel, welche hier vielfache Schichtenknickungen zeigen (5). Darüber folgen krummschalige (strolka-artige) Hieroglyphenschichten und mit

Petroleum imprägnirte Sandsteine, Bildungen, die den gewöhnlichen Typus unserer Ropiankaschichten zeigen. Ein Bruchstück eines *Inoceramus* liegt aus demselben vor. Hiernach sind wohl auch die Fucoidenmergel cretacisch und trotz ihres etwas abweichenden petrographischen Habitus mit den im Ropiankaschichten-Niveau so vielfach verbreiteten Fucoidenmergeln zu parallelisiren.

In diesen Schichten wurde während meiner Anwesenheit eine Bohrung auf Petroleum betrieben (4).

Gleich südwärts vom Bohrloche folgen Sandsteine, unten plattig, weiter oben conglomeratartig, mit Bryozoënspuren (3). Dann gelangt man an einen Complex dünner geschichteter Sandsteine und verschieden gefärbten Thon, in denen ebenfalls auf Naphtha gegraben wurde (2), endlich an Menilitschiefer von gewöhnlichem Habitus (1). (S. Fig. II).

Dieser Durchschnitt von Zwór zeigt so ziemlich vollständig die ganze Reihe der Karpathensandsteinglieder, insoweit sie eben in dieser Gegend vertreten sind. Die Fucoidenmergel und inoceramenführenden Hieroglyphenschichten sind unsere Ropiankaschichten; der plattige und Bryozoën-Sandstein die mittlere Gruppe. Die oberen Naphthagruben sind in dem bekannten zweiten (eocänen) Naphthaniveau angelegt (vgl. die Petroleum-Vork. Ostgaliziens, pag. 137 [7]), und als höchstes Glied finden wir die oligocänen Menilitschiefer.

Noch weit belangreichere Resultate wurden im Dniesterthale, namentlich bei Spas und Lóžek gorny (südlich von Staremiasto) gewonnen.

Fig. III.

NO SW

Höhenzug Holownia

1. Menilitschiefer.
2. Weisser Sandstein.
3. Hieroglyphensandsteine und bunte Mergel.
4. Schwarze ammonitenführende Schiefer mit Conglomeratlagen.
5. Mürber massiger Sandstein.
6. Hieroglyphen- und Fucoidenschichten.

Verfolgt man von dem kleinen Badeorte Spas das Thal des Vielki-Duben-Baches, der hier in den Dniester mündet, aufwärts, so beobachtet man die auf dem beifolgenden Durchschnitt (Fig. III) dargestellten Verhältnisse.

Zunächst im Orte selbst hat man auf beiden Seiten des Bachthales Menilitschiefer mit Hornsteinen und den in diesen Bildungen so

häufigen Schuppen und sonstigen Fischresten (1); an der Höhe auf der westlichen Thalseite, auf welcher die Promenadewege angelegt sind, gegenüber vom Wirthschaftshofe, findet sich denselben eingefaltet eine kleine Partie jener typischen, weissen, mürben Sandsteine, die wir zuerst am Berge Kliwa bei Delatyn im Hangenden der Menilitschiefer beobachtet hatten, und die seither gewöhnlich kurz als „Kliwasandsteine“ bezeichnet zu werden pflegen (2). Diese Sandsteine, die in der galizischen Sandsteinzone, jedoch nur am Nordrande derselben, eine ziemliche Verbreitung besitzen, erscheinen meistens in den oberen Lagen des karpathischen Oligocäns und sind den weiter im Süden der Zone in derselben Position entwickelten grobkörnigen sogenannten Magurasandsteinen wohl ziemlich äquivalent, jedoch meist mit den Menilitschiefern noch inniger verknüpft als diese.

Nach Verquerung der Menilitschiefer findet man (auf der rechten Thalseite deutlicher aufgeschlossen) graue, manchmal stark kieselige (glasige) Sandsteine mit Hieroglyphen mit bunten Thonen in rascher Wechsellagerung, kurz Gesteine, die denjenigen ziemlich genau entsprechen, die wir bisher stets als „obere Hieroglyphenschichten“ bezeichneten und als eocän nachwiesen (3).

Nach diesen gelangt man an eine nicht sehr mächtige Partie petrographisch sehr scharf markirter Gesteine. Es sind schwarze Schiefer, wechselnd mit einzelnen Lagen von ziemlich feinkörnigem Conglomerat, und braunem, an den Schichtflächen glänzenden Hieroglyphensandstein (4). Die Schiefer, beim ersten Anblicke Menilitschiefern ziemlich ähnlich, unterscheiden sich von letzteren durch ihre gewöhnlich tiefer schwarze Färbung und geringere Blätterigkeit; auch sind sie stets thoniger, mergeliger oder sandiger, niemals so kieselig wie Menilitschiefer und enthalten nicht, wie diese, Hornsteinbänke.

In diesen Schiefern fanden sich Petrefacte, die von Herrn M. Vacek einer näheren Untersuchung unterzogen wurden. Der Genannte sagt darüber (Beitrag zur Kenntniss der mittelkarpathischen Sandsteinzone, Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1881, pag. 196): „Am besten erhalten ist eine Ammonitenform, die nach Gestalt, Nabelbildung und Art der Berippung mit *Amaltheus Requinianus d'Orb*[1]), einer Turonform, gut übereinstimmt. Ausserdem finden sich noch Reste von fünf anderen Ammonitenarten, die jedoch keine nähere Bestimmung zulassen. Von den Pelecypoden ist es eine *Psammobia*, die der Gosauform *Psammobia impar Zitt.* nahe steht, und eine *Panopaea*, die der *Panopaea frequens Zitt.* ähnlich sieht. Diese wenigen Reste weisen auf obere Kreide, vielleicht ein Zeitäquivalent der Gosauformation, hin.“

Diese fossilführenden Schiefer sind dem Streichen nach gegen SO längs des Nordostgehänges der Holownia bis in das Dniesterthal zu verfolgen, wo wir sie bei Łóžek gorny wiederfinden werden. Im Durchschnitte bei Spas sind sie am östlichen Bachufer in einer kleinen Entblössung aufgeschlossen.

Gleich dahinter erheben sich auffallende Felsmauern die aus unserem oft geschilderten Jamnasandsteine bestehen (5), und nach

[1]) d'Orbigny, Terr. cret. I., pl. 93, pag. 315.

denselben folgen, die Höhe der Holownia bildend, Fucoidenmergel und Hieroglyphenschichten vom gewöhnlichen Typus der Ropiankaschichten (6).

Dieser Durchschnitt zählt wohl zu den lehrreichsten, die wir bisher in der karpathischen Sandsteinzone beobachten konnten; er zeigt uns die ganze Schichtreihe im Zusammenhange mit einem paläontologisch sichergestellten Horizonte.

Dass alle Schichten desselben in der gewöhnlichen Weise nach Norden überkippt sind, so dass das jüngste Glied, die Menilitschiefer und Kliwasandsteine, zu unterst, das älteste, die Ropiankaschichten, zu oberst zu liegen scheinen, kann für Geologen, die mit den herrschenden Lagerungsverhältnissen des Gebietes vertraut sind, nicht verwirrend wirken.

Man sollte glauben, dass angesichts der so überzeugenden Verhältnisse dieses Durchschnittes, auf dessen Bedeutung ich schon in einem vorläufigen Reiseberichte (Verhandl. 1879, Nr. 11) hinwies, die von uns bisher festgehaltene, durch dieselbe neuerdings bestätigte Deutung und Gliederung der Karpathensandsteine wohl kaum mehr von jemandem angezweifelt werden könne; trotzdem wird neuerlichst von H. Walter und Dr. v. Dunikowski (Geolog. Budowa naftonosn. obszaru zachodnia-galicyjskich Karpat, Lemberg 1882 [Kosmos][1]) die Ansicht aufgestellt, die Ropiankaschichten seien mittlere oder obere Kreide und würden regelmässig unmittelbar von Eocän bedeckt. Die logische Consequenz dieser Anschauung ist selbstverständlich die vollständige Negirung der Existenz einer cretacischen, zwischen Ropiankaschichten und Eocän liegenden mittleren Sandsteingruppe und die Bezeichnung des Jamnasandsteins als Eocän.

Und doch kann man bei Spas so deutlich sehen, dass dieser Jamnasandstein zwischen Ropiankaschichten und sichergestellten cretacischen Schiefern liegt, also nothwendig cretacisch sein muss. Nach der Theorie der genannten Herren, die gar keine mittlere Gruppe kennen, dürfte in diesem Profil Jamnasandstein sammt Spaser Schiefern gar nicht vorkommen.

Da das Terrain (die Gegend von Gorlice und Grybow in Westgalizien), auf welches Walter und Dunikowski ihre Anschauung stützen, in diesem Sommer (1883) von unserer Seite zur geologischen Detailaufnahme kommt, so muss ein näheres Eingehen auf diesen Gegenstand vorläufig noch verschoben werden. So viel aber kann wohl schon jetzt behauptet werden, dass die Verhältnisse von Spas mit der erwähnten neuen Anschauung einfach ganz unvereinbar sind.

Noch ein ferneres Interesse beruht auf dem Auftreten dieser fossilführenden Schiefer.

Der Höhenzug Holownia besteht, wie erwähnt, aus Ropiankaschichten, repräsentirt somit eine Aufbruchswelle der ältesten Schichten des Gebietes. An der Nordflanke dieser Welle nun, d. i. am Nordostgehänge des Höhenzuges, sind die Spaser Schiefer in einer Erstreckung von 10—12 Kilometer als zusammenhängende Zone zu verfolgen; in

[1]) Seither auch deutsch erschienen unter dem Titel: Das Petroleumgebiet der galizischen Westkarpathen von H. Walter und Dr. E. v. Dunikowski, Wien 1883. Manz'sche Hof- u. Verlags-Buchhandlung.

der Südflanke jedoch konnte trotz sorgfältigsten Nachsuchens von denselben nirgends eine Spur entdeckt werden.

Die obercretacischen Bildungen müssen daher hier nicht mehr in der Schieferfacies, sondern in der Form gewöhnlicher Karpathensandsteine entwickelt sein. Da nun die Distanz zwischen der Nord- und Südflanke dieser Welle durchaus nicht bedeutend ist, kaum 2 Kilometer beträgt, so wird man zu der Ansicht gedrängt, dass die Erhebung der Holownia älter sei als die Ablagerung der Spaser Schiefer, dass sie bereits eine Trennung zwischen den nördlich und südlich sich anlagernden jüngeren Kreideschichten hergestellt habe, welche letzteren daher, weil nicht in unmittelbarer Communication stehend, in vollkommen verschiedener Weise ausgebildet sein konnten.

Wir haben also hier wieder einen der sonst in den Karpathen nicht allzu häufigen Belege für die Existenz einer Transgression zwischen unterer und oberer Kreide. Dass heute die Spuren dieser Transgression sich kaum irgendwo in den Karpathen mehr in der Form einer merklichen Schichtendiscordanz zeigen, das kann wohl nicht Wunder nehmen, indem die später bis in die Neogenzeit fortdauernde Faltenbildung ja alle älteren Glieder gemeinsam und in derselben Richtung betraf, wodurch ältere Discordanzen bis zur Unmerklichkeit verwischt werden mussten.

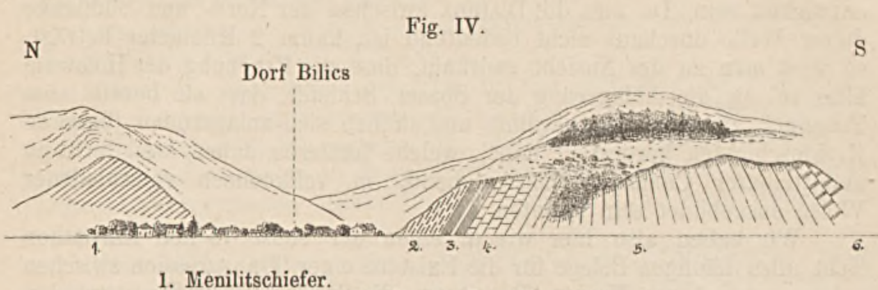
Das erwähnte Verhältniss bezieht sich aber wohl nur auf die höhere Abtheilung der Kreideglieder; die Jamnasandsteine selbst oder deren Aequivalente wurden bisher nirgends anders als regelmässig über den Ropiankaschichten folgend beobachtet.

Wie erwähnt, streicht die Zone von Jamnasandstein mit den Spaser Schiefern, überhaupt die ganze Schichtreihe bis zum Menilitschiefer hinauf, bei Lóžek gorny an das Dniesterthal heraus.

Hier liegt der schon durch Pošepny (Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1865, 2. H., pag. 213) bekannte Strambergerkalkblock mitten in dieser Schichtreihe, und zwar nördlich von der Zone der Spaser Schiefer, zwischen diesen und den Menilitschiefern, also an der Stelle des Eocäns. Man sieht in der That, dass wir es hier (wie schon Pošepny vermuthete) nicht mit einer wirklich anstehenden Juraklippe, sondern mit einem losen Blocke zu thun haben. Derselbe gehört einem, hier das Eocän-Niveau zwischen oberer Kreide und Oligocän repräsentirenden, sehr groben Conglomerate an und ist selbst nichts anderes als ein sehr grosses Geschiebe dieses Conglomerats. Ich werde noch in der Gegend von Przemysl ähnliche Vorkommnisse zu erwähnen haben. Dieselben liefern, wenn auch nicht auf ursprünglicher Lagerstätte, doch wegen ihrer bedeutenden Grösse, die jede weitere Transportirbarkeit ausschliesst, den Nachweis, dass in nicht zu grosser Entfernung ein Gebirgszug, an dessen Zusammensetzung Jurakalke hier einen hervorragenden Antheil hatten, einstens an der Oberfläche bestanden haben müsse. Gegen Westen weisen diese Vorkommnisse auf die nördliche Klippenlinie hin — aber auch gegen Osten finden sich einige Anhaltspunkte, welche die seinerzeitige Fortsetzung dieses Gebirgswalles bis in die Bukowina wahrscheinlich machen. Wir haben dieselben in unseren älteren Arbeiten zusammengestellt („Studien“ etc., pag. 725, und „Natur des karp. Flysches“, pag. 445).

Gegen Nordwesten findet sich noch ein typisches Auftreten der schwarzen Spaser Schiefer im Jablonkathale, südlich von Bilics. Die dortigen Lagerungsverhältnisse zeigt die beifolgende Skizze (Fig. IV), die einer näheren Erläuterung wohl nicht bedarf.

Fig. IV.



1. Menilitschiefer.
2. Lichter sandiger Kalk mit Fucoidenspuren
3. Schwarzer Schiefer.
4. Lichter massiger Sandstein.
5. Fucoidenreiche Mergel und Hieroglyphenschichten.
6. Sandstein.

Die Gegenden südlich von dem Gebiete, aus dem ich die vorstehenden Beispiele gab, nämlich die Generalstabsblätter „Turka" und „Smorže-Alsó-Vereczke", wurden von Herrn M. Vacek aufgenommen. Der Genannte hat über die Resultate seiner Studien einen ausführlichen Bericht veröffentlicht (M. Vacek, Beitrag zur Kenntniss der mittelkarpathischen Sandsteinzone, Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1881, 2. H.), auf den ich verweisen kann. Als wichtige, durch diese Arbeit gebotene Fortschritte unserer Kenntniss der Karpathensandsteingebilde hebe ich nur hervor die werthvollen Details, die Vacek über die Oligocängebilde des ungarisch-galizischen Grenzkammes bei Užok und Vereczke gibt: Die Auffindung der Petrefactenlocalität Riszkania bei Užok, die richtige Horizontirung des Užoker Sandsteines, den ich selbst beim Beginne meiner Arbeiten in den Karpathen im Jahre 1870 irrig gedeutet hatte, etc.

Ob man, wie Vacek vorschlägt, die Karpathensandsteine nicht, wie wir es zu thun pflegen, in drei, sondern nur in zwei Hauptgruppen eintheilen, einzelne Glieder präciser fassen und benennen will, scheint mir Sache des individuellen Beliebens zu sein. (Vgl. Tietze, Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1883, 2. H., pag. 310, und Vacek, Verhandlungen 1883, Nr 15).

Ein von Vacek seiner Arbeit beigegebener General-Durchschnitt von der Ostra hora bis Boryslaw stellt ausnahmlos lauter regelmässige, meist nach Norden überkippte Gebirgsfalten dar.

Da ich nicht Gelegenheit hatte, diese ganze Linie selbst zu begehen, so bin ich weit entfernt, die Richtigkeit dieser Darstellung für diese Linie anzuzweifeln. Nur darf man daraus keinen verallgemeinernden Schluss ziehen und etwa glauben, die galizische Sandsteinzone sei ganz oder vorwiegend in dieser regelmässigen Weise gebaut. Wo es Gebirgsfalten gibt, da gibt es auch Faltenbrüche und Ver-

werfungen; wir haben solche in unseren mehrfach citirten Arbeiten wiederholt in den galizischen Karpathen nachgewiesen, und ich werde auch in der vorliegenden Arbeit noch Gelegenheit haben, dergleichen zu constatiren.

Eine etwas auffallende Verschiedenheit in der Darstellung des Gesammtbaues zeigt sich, wenn man die Vacek'sche Karte mit der des östlich angrenzenden (von Dr. Tietze cartirten) Gebietes zusammenhält. Bei Vacek sehen wir, seinem Durchschnitte entsprechend, lauter regelmässige, complete Reihenfolgen, auf Tietze's Karte vielfache Irregularitäten und Verwerfungen. So sehr dies beim ersten Anblicke überraschen muss und auf principielle Meinungsverschiedenheit hinzudeuten scheint, so möchte ich doch glauben, dass beide Gelehrten bis zu einem gewissen Grade im Rechte sein können. Es ist wiederholt beobachtet und von uns und Anderen hervorgehoben worden, dass die Art der Dislocation sich im Streichen ändert, dass Falten an Energie abnehmen und sich ganz verflachen, in anderen Fällen aber an Energie zunehmen, endlich brechen und dann durch Absinken eines Flügels zu Verwerfungen werden können. Dieses Verhältniss dürfte in der fraglichen Gegend das herrschende, die in Vacek's Gebiete noch vorwiegend reguläre Faltenbildung weiter im Osten vielfach in Brüche und Verwürfe übergegangen sein.

Auch ist der Begriff der „mittleren Gruppe", deren obere Grenze gegen das ältere Eocän an sich nicht immer leicht zu präcisiren ist, von Tietze etwas weiter gefasst worden.

Schreiten wir nun weiter gegen Nordwesten vor, so finden wir am Karpathenrande zwischen Dobromil und Przemysl wieder einige erwähnenswerthe Verhältnisse.

Bei Dobromil springt der Gebirgsrand der Karpathen, der bis dahin (von Osten her) einen südost-nordwestlichen Verlauf hatte, mit einemmale auffallend nach Norden vor, so dass derselbe nunmehr ungefähr meridional verläuft.

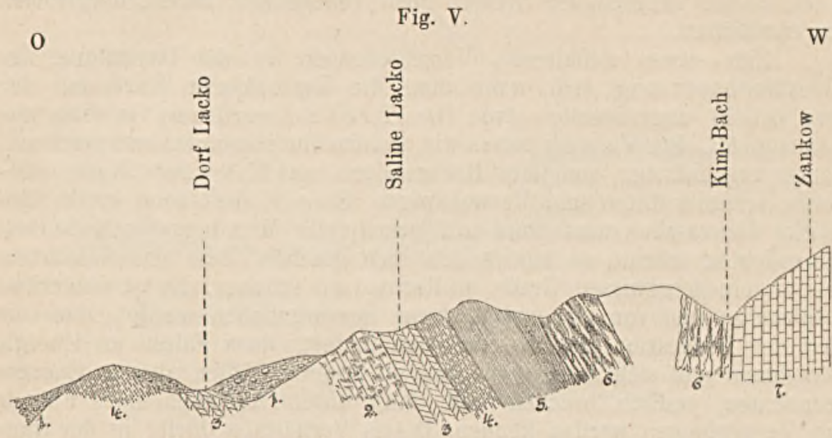
Während nun der Karpathenrand (natürlich nur im Allgemeinen betrachtet) bis hieher zugleich eine Formationsgrenze war, an die sich die demselben vorliegende Zone neogener Salzthongebilde mit parallelem Streichen anschloss, sehen wir von hier an die eigentlichen Karpathensandsteingebilde bis zu den jüngsten oligocänen mit gleichbleibendem NW-SO-Streichen am Gebirgsrande abbrechen. Der Rand ist hier eine mit dem Schichtenstreichen einen schiefen Winkel bildende Bruchlinie.

Die Salzthone jedoch legen sich parallel mit dem Rande, mit ungefähr nordsüdlichem Streichen an, beweisen somit hier, was sonst in den Karpathen selten constatirbar ist, vollkommene Unabhängigkeit von der Streichungsrichtung der Karpathensandsteine.

Im Innern sind die Karpathen in der Gegend westlich von Dobromil analog gebaut und zusammengesetzt wie in östlicheren Gebieten. Wir sehen vorwiegend die gewöhnlichen, gegen Norden überkippten Falten, grössere Verwerfungen wurden hier nicht constatirt. Nur zwischen Chyrow und Staržawa sind die Lagerungsverhältnisse ziemlich verworren. Nur selten greifen in dieser Gegend die Faltenaufbrüche bis zu den Ropiankaschichten hinab.

Als Beispiel gebe ich den beifolgenden ziemlich instructiven Durchschnitt von Lacko auf dem Zankowberg. (Fig. V.)

Fig. V.



1. Berglehm und Schotter.
2. Sandstein der Salzformation.
3. Salzthon.
4. Kliwasandstein.
5. Menilitschiefer.
6. Eocän-Kalkconglomerat und obere Hieroglyphenschichten.
7. Kalkige Sandsteine der mittlern Gruppe.

Das an die eben berührte Gegend südlich anschliessende Gebiet, die Gegenden von Kroszcienko, Ustrziki, Uherze, bis an den ungarisch-galizischen Grenzkamm, wurde von H. Walter aufgenommen und darüber (Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1880, 4. H.) berichtet.

Wir gelangen nun an das Thal des Sanflusses, welcher bei Przemysl aus dem Gebirge in die Ebene heraustritt.

Ueber die Gegend von Przemysl und die dort zuerst von Niedzwiedzki aufgefundenen Neocomfossilien ist bereits so viel geschrieben worden (J. Niedzwiedzki, Beitr. z. Geol. d. Karp., Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1876, 3. H.; Paul u. Tietze, Studien etc., pag. 27; Paul, Petrol. u. Ozok.-Vork. etc., pag. 13; Vacek, Beitr. z. Kenntn. d. mittelkarp. Sandsteinz., Jahrb. 1881), dass ich mich über dieses Thema hier ganz kurz fassen kann.

Wie bekannt, liegt Przemysl an einer vor den Karpathenrand gegen Norden auffallend vorgeschobenen Gebirgszunge, welche das Rudiment der nördlichsten Hebungswelle der Karpathen darstellt.

Nur am Ost- und Nordrande dieser Zunge finden sich, vielfach von Löss verdeckt, Eocängebilde, während das Innere derselben ausschliesslich aus cretacischen Formationsgliedern zusammengesetzt ist.

Das Eocän ist, namentlich westlich von der Vorstadt Podgorce, am Ostgehänge der Höhe, auf welche die Fortificationsstrasse hinanführt, als Conglomerat entwickelt, an dessen Zusammensetzung vorwiegend Strambergerkalk-Geschiebe theilnehmen. In der Zone dieses

Conglomerats, an der erwähnten Fortificationsstrasse, liegt einer jener grossen Kalkblöcke, aus denen die von Niedzwiedzki citirten Jurafossilien stammen. Ich konnte mich nicht überzeugen, dass wir es hier mit etwas Anderem zu thun hätten, als mit einem ähnlichen Geschiebeblocke, wie bei Lóžek gorny, Zygneczow etc. Dagegen können die übrigen von Niedzwiedzki angegebenen Jurakalkpartien, die in der Neocom-Zone liegen, wohl wirklich anstehende Klippen sein.

Am südlichen Gehänge des Santhales, an der Strasse von Przemysl nach Krasiczyn, sind die Kreidebildungen aufgeschlossen. Cephalopodenreste fanden sich darin, ausser der von Niedzwiedzki entdeckten Localität südwestlich von Pralkowce, noch in dem Steinbruche beim Jägerhause westlich von Pralkowce, ferner in dem Thälchen von Kruhel maly und an der grossen Entblössung gleich neben den letzten Häusern von Przemysl. An letztgenannter Localität beobachtet man auch das eigenthümliche Verhältniss, dass eine Bank von Kalkconglomerat von 2—3 Meter Mächtigkeit den grauen Mergeln, in welchen sich die Ammonitenfragmente fanden, regelmässig eingelagert erscheint. Diese Existenz eines cretacischen Kalkconglomerates in der Nähe des oben erwähnten sehr ähnlichen eocänen erschwert einigermassen das Verständniss der Gegend.

Auf das Vorkommen von Jurakalkgeröllen in den in Rede stehenden Mergeln haben wir schon („Studien", pag. 28) aufmerksam gemacht.

Was die Petrographie dieser Gebilde betrifft, so entspricht dieselbe im Allgemeinen der der Ropiankaschichten anderer Karpathentheile; namentlich in dem grossen Steinbruche bei Pralkowce findet man die bekannten stržolka-artigen Hieroglyphenbänke dieses Horizontes recht typisch wieder. Nur überwiegt in der Gegend von Przemysl sehr die kalkige Entwicklung, und manche mitten in der Zone gelegene Entblössungen zeigen nur fucoidenreiche Kalkmergel, so z. B. der obenerwähnte Steinbruch beim Jägerhause westlich von Pralkowce, die Entblössung östlich von Wapowce (am linken Sanufer) etc. Dieses Ueberwiegen des Kalkgehaltes erscheint leicht erklärlich, nachdem die unteren Karpathensandsteinschichten, wie die erwähnten Kalkgeschiebe beweisen, hier auf einem vorwiegend kalkigen Grundgebirge abgelagert wurden, während weiter im Osten, wo die Conglomerate dieses Horizontes keine Kalkgeschiebe, sondern beinahe ausschliesslich solche aus grünem krystallinischen Schiefer enthalten, Kalke an der Zusammensetzung der Ablagerungsbasis nur in viel geringerem Masse theilgenommen haben können. Dass aber die Beschaffenheit des Grundgebirges auf die materielle Zusammensetzung der Schichten von Einfluss ist, dürfte wohl nicht zu bezweifeln sein. Fuchs sagt über diesen Gegenstand (Verhandl. d. geol. Reichsanst 1878, Nr. 7): „In allen Fällen, in denen man wirkliche Sedimentbildungen vor sich hat, hält es nicht schwer, die Bezugsquelle des Materiales in den zunächst gelegenen älteren Gebirgsbildungen zu finden, und wechselt die Zusammensetzung des Terrains, je nachdem das angrenzende Grundgebirge aus Kalk, Gneiss, Porphyr u. s. w. besteht, in entsprechender Weise ab, so ist es in den Pliocänbildungen der Mediterranländer, in allen tertiären Beckenausfüllungen, in den Gosauschichten, in der böhmischen Kreideformation und in allen ähnlichen Fällen."

Im weiteren Contexte seiner Mittheilung meint zwar Fuchs: „Nur der Flysch macht hievon eine Ausnahme“, allein gerade das eben berührte Verhältniss zeigt, dass wir hier keine Ausnahme anzunehmen brauchen.

Vacek fasst (l. c. p. 193) die lichten Mergelkalke mit Fucoiden als ein jüngeres, die Hieroglyphensandsteine als ein älteres Niveau der unteren Karpathensandsteine auf, eine Unterscheidung, die wohl für das von Vacek bereiste Gebiet am oberen Stryj volle Giltigkeit hat, im Uebrigen aber für grössere Erstreckungen nicht festgehalten und verallgemeinert werden kann. An der grossen Entblössung bei Krasiczyn am Sanufer z. B. sieht man schon sehr deutlich die beiden Gesteinsarten, einen Schichtencomplex von bedeutender Gesammtmächtigkeit zusammensetzend, in dünnen Bänken mit einander alterniren. Es sind eben Faciesunterschiede innerhalb desselben Niveaus, von denen local das eine oder das andere prävaliren kann.

Was nun die Fossilführung dieses Complexes betrifft, so gibt Niedzwiedzki daraus

Lytoceras sp.
„ *cf. Juilleti d'Orb.*
Hoplites cf. neocomiensis d'Orb.
„ *cf. auritus Sen.*

an; Vacek bestimmte daraus eine dem *Amm. Moussoni Ooster* sehr ähnliche Form, ausserdem fanden sich Reste von anderen, nicht näher bestimmten Ammonitenarten, Fragmente von *Hamites* und ein *Terebr. depressa Lam.* ähnlicher Brachiopode.

Nach diesen Fossilresten haben wir es zweifellos mit Neocomien, und zwar wahrscheinlich mit Ober-Neocom (Aptien) zu thun.

Ausser den sicheren Neocombildungen treten bei Przemysl auch mehrfach, z. B. an der Höhe Podmazurami zwischen Pralkowce und Olszany und anderwärts kalkärmere Sandsteine mit lichten Fucoiden auf, die wohl nur der mittleren Gruppe mit Wahrscheinlichkeit zugezählt werden können.

In tektonischer Beziehung herrscht in der Gebirgszunge von Przemysl durchaus nicht jene Regelmässigkeit, wie in anderen Theilen der karpathischen Sandsteinzone; zwischen Przemysl und Pralkowce liest man meistens östliches, bei Pralkowce westnordwestliches, bei Krasiczyn an der grossen Entblössung südwestliches, südlich von der Strasse nordwestliches, bei Nahurczany südöstliches Fallen ab. Im Cisowathale fallen die Schichten zuerst an der linken Thalseite nach Nordwest, dann an der rechten Seite bei Brylince nach Südost, dann nach Süd; sie zeigen hier eine deutliche domförmige Stellung und senken sich jederseits unter die die Höhen im Westen, Osten und Süden des Thales zusammensetzenden Sandsteine, die ich der mittleren Gruppe zuzählte.

Als einer auffallenden, wiewohl nicht eigentlich mit dem Gegenstande vorliegender Mittheilung zusammenhängenden Erscheinung muss ich des massenhaften Auftretens nordischer Geschiebe in der Przemysler Gegend gedenken. Im Thale von Kruhel maly bilden sie eine mächtige Geröllbank und finden sich sonst noch vielfach an der Basis des Löss mit karpathischen Geschieben gemischt vor.

Ebenso auffallend ist der in der Przemysler Gegend verbreitete Lehm mit Jurakalkknollen; ich theile Niedzwiedzki's Ansicht, dass dieses Vorkommen durch die Nähe grösserer Jurakalkpartien bedingt sei. Ob aber diese Jurakalkpartien anstehende Klippen oder zahlreichere grosse Geschiebestücke (Blockklippen) seien, das ist aus dem Vorkommen von Jurakalkknollen in einem diluvialen Lehme nicht zu erschliessen,

Die Kalkknollen des Lehms sind vollkommen denjenigen gleich, welche in den Neocommergeln eingebettet vorkommen. Die Annahme, dass die Knollen durch Verwitterung der Neocommergel in den Lehm gelangt seien, ist aber ausgeschlossen, da das Vorkommen der Knollen in den Mergeln immer selten und vereinzelt, im Lehme jedoch geradezu massenhaft ist.

Von Przemysl sanaufwärts beginnt westlich von Krzywcza die gewöhnliche Abwechslung von Zonen eocäner Karpathensandsteine mit solchen von Menilitschiefern. Erst bei Wolodz schneidet der Fluss wieder eine cretacische Aufbruchswelle. Dieselbe besteht vorwiegend aus mittleren Sandsteinen, unter denen am Flusse Ropiankaschichten hervortreten. Letzteren gehört auch das Naphtha-Vorkommen von Wara an, während die anderen Erdölfundpunkte der Gegend (Izdebki, Temeszow, Witrilow, Ulucz, Dobra) im Eocän liegen.

Eine zweite Kreidezone schneidet der Fluss noch zwischen Mrzyglod und Debna, dann gelangt man an Eocän (mit Petroleumspuren südwestlich von Liszna) und endlich bei Miedzibrodzie an das ausgedehnte Oligocängebiet von Sanok.

Die Oligocänbildungen bestehen hier in ihren tieferen Lagen aus Menilitschiefer, in ihren höheren aus Sandsteinen. Die Schichten sieht man am linken Sanufer bei der Stadt Sanok nordöstlich fallen; am rechten Ufer herrscht südwestliches Fallen. Wir haben somit hier eine deutliche Synklinale vor uns. Derartige Synklinalen erlangen im Karpathensandsteingebiete, wo in der Regel Alles gegen Norden übergekippt und dadurch die directe Beobachtung der relativen Niveaus häufig sehr erschwert ist, eine besondere Wichtigkeit. Die Sandsteine, die wir bei Sanok in der Mitte der Synklinale finden, die also jedenfalls jünger sind als die jederseits gegen sie einfallenden Menilitschiefer, nehmen gegen Nordwest in der Gegend westlich und nordwestlich von Brzozow bedeutend an Mächtigkeit und Verbreitung zu, während die beiden Menilitschieferzonen immer weiter auseinandertreten. Die bei Sanok, wie erwähnt, nordöstlich fallenden Schichten der südlichen Menilitschieferzone stellen sich gegen Nordwest bald senkrecht und sind schon bei Gorki übergekippt, das gewöhnliche Südwestfallen annehmend; ohne das so deutliche Lagerungsverhältniss bei Sanok würde man in Verlegenheit sein, die bei Brzozow entwickelten Gebilde zu deuten, denn es schalten sich da den Sandsteinen mannigfache schwärzliche oder röthliche Schiefer ein, die man sonst im höheren Theil des karpathischen Oligocän nicht kennt. Da diese Bildungen aber die directe Fortsetzung der Sandsteine von Sanok sind, deren Stellung über den Menilitschiefern nicht zweifelhaft sein kann, so ist damit auch ihre Horizontirung gegeben. Ueber diese oberen Oligocänschichten gibt Uhlig (Jahrb. d. geol. Reichs-

anstalt, 1883, 2. H.), in dessen Aufnahmsterrain die Fortsetzung derselben fiel, nähere Nachricht.

Südlich von dem berührten Oligocängebiete von Sanok und Brzozow folgt ein sehr breites einförmiges Eocän-Terrain, das nur selten von schmalen Menilitschieferzügen unterbrochen ist.

Dasselbe wird von der Bahnlinie der „Ersten ungarisch-galizischen Verbindungsbahn" zwischen den Stationen Zagórž und Komancza durchschnitten und erstreckt sich nordwestwärts über Rymanow in die Gegend zwischen Jaslo und Dukla.

Man beobachtet in diesem Eocängebiete sehr viele schöne Schichtenknickungen, Aufwölbungnn und Sättel, so dass dieselben Schichten in mehrfachen parallelen Linien sich wiederholen. Dies zeigen namentlich sehr deutlich die (dem tieferen Theile dieses Complexes angehörigen) petroleumführenden Schichten, welche, mehrmals an der Oberfläche erscheinend, ebensoviele parallele Oelzonen bilden. Den Schurfarbeiten ist durch die Berücksichtigung dieses Umstandes wesentliche Erleichterung geschaffen. Es gehören dahin die Petroleumfundorte Uherce, Zagorž, Plowce, Novosielce, Rymanow, Targowiska, weiterhin auch Bóbrka, Frankow, Lężyny etc.

Einen besonders schönen Schichtensattel sieht man an der erwähnten Bahnlinie südlich von Wielopole bei Zagórž am rechten Ufer des Oslawaflusses aufgeschlossen. Von hier bis Sczawne herrschen im Querthale der Oslawa, welchem die Eisenbahnlinie folgt, durchaus sehr einförmige eocäne Sandsteine.

Südlich von Sczawne schied ich den orographisch etwas hervortretenden Höhenzug Bukowic, der aus festeren Sandsteinen zusammengesetzt ist, als mittlere Gruppe aus; doch fehlen für diese Deutung positive Belege, daher ich dieselbe nur als provisorisch betrachtet wissen möchte. In zweifelhaften Fällen, deren es in den Karpathen immer noch genug gibt, muss man sich eben für die Karte für eine oder die andere Annahme entscheiden.

Zwischen Sczawne und Komancza verlässt die Eisenbahn das Oslawathal und steigt im Oslawicathale aufwärts. Nördlich von Komancza beginnen Menilitschiefer mit Sandsteinen wechselnd. Nicht überall sind in dieser Gegend die Menilitschiefer ganz typisch in ihrer gewöhnlichen petrographischen Ausbildungsform entwickelt, die ziemlich vielgestaltigen Bildungen, die gegen Lupkow hinauf an der Eisenbahnlinie aufgeschlossen sind, stehen aber so vielfach mit echten zweifellosen Menilitschiefern im engsten Zusammenhange, dass ich doch nicht umhin kann, das ganze breite Gebiet zwischen Komancza und dem ungarisch-galizischen Grenzkamme als vorwiegend aus Oligocän zusammengesetzt zu bezeichnen. Weiter westlich (z. B. in Jasiel) treten allerdings eocäne Hieroglyphenschiefer hie und da in Längsthälern unter denselben hervor.

Die höchsten Schichten am Grenzkamme bestehen aus Sandsteinen, die stellenweise den gewöhnlichen petrographischen Typus der Magurasandsteine zeigen und gegen unten vielfach mit Schiefern wechsellagern, die den petrographischen Habitus der Menilitschiefer bald mehr bald minder ausgesprochen an sich tragen.

Der bekannte Lupkowtunnel, mit welchem die Bahn nach Ungarn übersetzt, ist in solchen, aus Schiefer- und Sandsteinbänken bestehenden Grenzschichten angelegt, und scheinen sich mir die vielen Rutschungen, mit denen man hier zu kämpfen hatte, aus diesem Umstande zu erklären. Wo wasserlässige Schichten mit nicht durchlässigen in dünnen Bänken alterniren, bestehen stets zahlreiche Gleitflächen, auf denen dann, wenn durch einen Einschnitt, Tunnelbau u. dergl. das Gleichgewicht gestört, Raum zum Abgleiten geschaffen wird, Massenbewegung in der Richtung des Schichtenfalles eintritt. Diese Eventualität würde vermieden worden sein, wenn man den Tunnel, allerdings mit einigem Umwege, durch die höheren homogenen Magurasandsteine geführt hätte.

Wir gelangen nun an das im Sommer 1882 aufgenommene Terrain, nämlich die Gegenden von Dynow, Tyczyn, Stržyžow, Bržostek, Jaslo, Krosno, Zmigrod, Dukla, Ropianka, südlich bis an den vom Duklapasse übersetzten ungarisch-galizischen Grenzkamm.

Ueber den nördlichen und westlichen Theil dieses Gebietes berichtet Dr. V. Uhlig (Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1883, 2. H., und Verhandl. 1883, Nr. 4). Derselbe unterscheidet darin (von unten nach oben):

Untere Kreide.

1. Ropiankaschichten. Bläuliche oder grünliche, kalkreiche Hieroglyphensandsteine mit Fleckenmergeln, bläulichen, röthlichen und grünlichen Thonen und Conglomeraten, welche aus Jurablöcken und grünen krystallinischen Schiefern bestehen. In Czudec, Olympów und Hussów mit Inoceramenresten. 2. Livoczschiefer. Schwärzliche dünnplattige Mergelschiefer mit dunkeln Kalksandsteinbänken. Sie enthalten Ammonitidenreste, die für neocomes Alter beweisend sind, nämlich: *Aptychus Didayi Coq*; *Phylloceras sp.*, vielleicht identisch mit *Phyll. Winkleri Uhl.* aus den Rossfeldschichten; *Holcodiscus sp. ind.*, verwandt mit *H. furcatosulcatus Hantk.* aus dem Labatlaner Neocom; *Crioceras n. sp.*, nahe verwandt mit *Cr. Morloti Oost.* von der Veveyse (Freiburger Alpen).

Mittlere (und obere?) Kreide.

3. Massiger Sandstein. Ueberlagert die Ropiankaschichten im ungarisch-galizischen Grenzzuge.

Eocän.

4. Krummschalige kalkarme Hieroglyphensandsteine mit Mergelschiefer- und Thonzwischenlagen (obere Hieroglyphenschichten). Einzelne grobkörnige und massigere Bänke enthalten Muscheltrümmer und Bryozoën. Bei Jaslo führen sie eine kleine Fischfauna. Die oberen Partien bestehen häufig aus einem massigeren, aber mürben Sandstein, aus welchem härtere Theile in Form von Sphäroiden herauswittern (sog. Kugelsandstein.)

Oligocän.

5. Menilitschiefer, zeigen die gewöhnliche Beschaffenheit. 6. Magurasandstein. Massige Sandsteine und Conglomerate. 7. Bonarówkaschichten. Kieselige feinkörnige Sandsteine mit schwärzlichen Schiefer-Thonzwischenlagen, welche den Magurasandstein

vertreten. Zuweilen herrschen die Thone vor oder sind fast ausschliesslich entwickelt.

Ferner Miocän- und Diluvial-Ablagerungen, auf die ich hier nicht weiter eingehe.

Man sieht, dass diese Eintheilung mit der bisher von uns stets festgehaltenen vollkommen übereinstimmt. Neu ist die Einführung der, Bon arówkaschichten und der Liwoczschiefer. Was die ersteren betrifft so verdient diese so auffallend abweichende Ausbildungsform des Oligocäns zweifellos ihre eigene Benennung. Die Abtrennung der Liwoczschiefer von den Ropiankaschichten scheint mir dagegen weniger nothwendig. Ich habe die Localität Liwocz (nordwestllich von Jaslo) gemeinschaftlich mit Herrn Dr Uhlig besucht (s. Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1882, Nr. 12) und mich hiebei überzeugt, dass das dortige Neocom sich von demjenigen, was wir stets in Ostgalizien, der Bukowina und Siebenbürgen als Ropiankaschichten bezeichneten, in Bezug auf die petrographische Facies beinahe gar nicht unterscheidet. Namentlich die kalkigen, weissgeaderten Hieroglyphensandsteine, die mit den Schiefern am Liwocz wechseln, sind ein sehr altbekannter Typus. Wozu also eigentlich einen anderen Namen? Ausserdem kann es nicht empfehlenswerth sein, die Bezeichnung Ropiankaschichten jetzt in einem anderen, viel engeren Sinne zu gebrauchen, als es bisher stets geschah. Man müsste dieselbe dann lieber ganz fallen lassen, und dazu ist es wie ich glaube wohl erst dann an der Zeit, wenn man überall von den bisher so bezeichneten Ablagerungen mehr und bestimmteres sagen kann, als das was mit dem Worte Ropiankaschichten kurz ausgedrückt werden will, nämlich: Untere Kreide in der Karpathensandsteinfacies.

Die Gegend zwischen Jaslo, Krosno und Dukla ist, wie bereits oben bemerkt, die Fortsetzung der breiten Eocänzone, die wir südlich von Sanok kennen lernten, und es sind hier ausschliesslich tertiäre Gebirgsglieder (Eocän und Oligocän) vertreten. Einige Angaben von cretacischen Aufbrüchen, die Dr. Szajnocha (Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1881, Nr. 17) aus dieser Gegend macht, konnte ich nicht bestätigt finden. Der Berg Održykoń bei Krosno liegt in jener Gesteinszone, die schon durch das mehrfach erwähnte Lagerungsverhältniss bei Sanok als oligocän sichergestellt ist, und ist, wie Uhlig in seiner citirten Arbeit nachweist, nicht Sandstein der mittleren Gruppe. Dass der bekannte Petroleumfundpunkt Bóbrka eocän und nicht cretacisch sei, habe ich bereits („Neue Studien", pag. 91 bis 94) ausführlich erörtert. Ebensowenig kann ich in dem Sandsteine, dem die Jod-Quellen des Badeortes Ivonicz entspringen, etwas anderes erkennen, als den oberwähnten „Kugelsandstein", dessen tertiäres Alter nach Uhlig's Beobachtungen und Mittheilungen feststeht.

Auch den Höhenzug Cergowa Gora südlich von Dukla zeichnet Szajnocha auf seiner im Uebrigen sehr verdienstlichen und sorgfältig gearbeiteten Karte als Kreide (mittlere Gruppe) ein. Dieser ist aber ganz sicher oligocäner Magurasandstein.

Wenn man von Dukla südwärts die Strasse verfolgt, findet man gleich nach den letzten Häusern der Stadt links von der Strasse am

Jasiolkaufer eocäne Hieroglyphenschichten mit südwestlichem Fallen. Ueber denselben folgt (neben dem Strassenwirthshause Lipowica) Menilitschiefer mit Hornsteinen; dieselben streichen nordwestlich nach Iwla, südöstlich an den Nordrand der Cergowa Gora und fallen überall südwestlich. Dann gelangt man an den fraglichen Sandstein, der meistens, aber sehr flach, ebenfalls noch südwestlich einfällt. Nach Verquerung desselben trifft man, am Eingange des auf den grossen Generalstabsblättern mit Tartak parowy bezeichneten Thälchens, wieder auf hornsteinreiche Menilitschiefer, die aber jetzt entgegengesetzt, nordöstlich fallen. Wir haben also da, ähnlich wie bei Sanok, eine Synklinale, in deren Mitte die Sandsteine liegen, die somit nichts anderes als den höheren Theil des Oligocän repräsentiren können.

Erst etwas weiter südlich folgen dann einige Spuren kleiner cretacischer Aufbrüche. So erscheint im nächsten Seitenthälchen, gleich unter der letzterwähnten Menilitschieferzone, ein stark mit Petroleum imprägnirter Sandstein, der den Sandsteinen der Ropiankaschichten sehr gleicht und ganz anders, nämlich nordöstlich, streicht als alle tertiären hier entwickelten Glieder, die durchaus NW oder WNW streichen. Ferner kommt an der Höhe Horodok ein massiger Sandstein vor, der zu Quadern u. dgl. gebrochen wird und sehr an die cretacischen Sandsteine der mittleren Gruppe erinnert.

Die Hauptgrenze zwischen Tertiär und Kreide folgt aber erst noch etwas weiter südlich. Dieselbe verläuft ungefähr über die Orte Folusz, Desznica, Myscowa, Ropianka, Smereczne, Barwinek, Zyndranowa, Czeremha.

Das ganze Terrain südwestlich von dieser Linie ist vorwiegend aus massigen Sandsteinen der mittleren Gruppe zusammengesetzt, unter denen stellenweise Ropiankaschichten hervortreten. Die Ropiankaschichten-Vorkommnisse im Innern des Gebietes (Bartne-Swiątkowa, Wolewiec, Czarne-Grab-Oženna, Zydowskie, Ciechanie) entsprechen Längsthälern und repräsentiren einfache Faltenaufbrüche.

Der nördlichste Ropiankaschichtenzug dieser Gegend (Desnica, Halbow, Myscowa, Ropianka, Smereczne, Barwinek) hat jedoch eine andere tektonische Bedeutung. Dieser Zug, der zugleich die Grenze zwischen Tertiärgebiet und Kreide bildet, ist im Nordosten vom Tertiär nicht durch eine regelmässige constante Zone von mittlerer Gruppe getrennt, während diese gegen Südwesten ganz regelmässig und in sehr bedeutender Mächtigkeit und Entwicklung sich anschliesst.

Wir haben es also hier durchaus nicht mit einer regulären Falte zu thun.

Nur stellenweise finden wir an den Nordrand dieser Zone solche Gebilde sich anschliessen, welche den unteren Eocängliedern zugezählt werden können, sehr häufig grenzt gerade das jüngste Glied, die Menilitschiefer, unmittelbar an die Ropiankaschichten. Die Grenze zwischen Kreide und Tertiär ist sonach hier durch die Spuren einer ziemlich bedeutenden Dislocation bezeichnet, die den wenn auch nicht überall ganz klar und schematisch ausgeprägten Charakter einer Verwerfung hat.

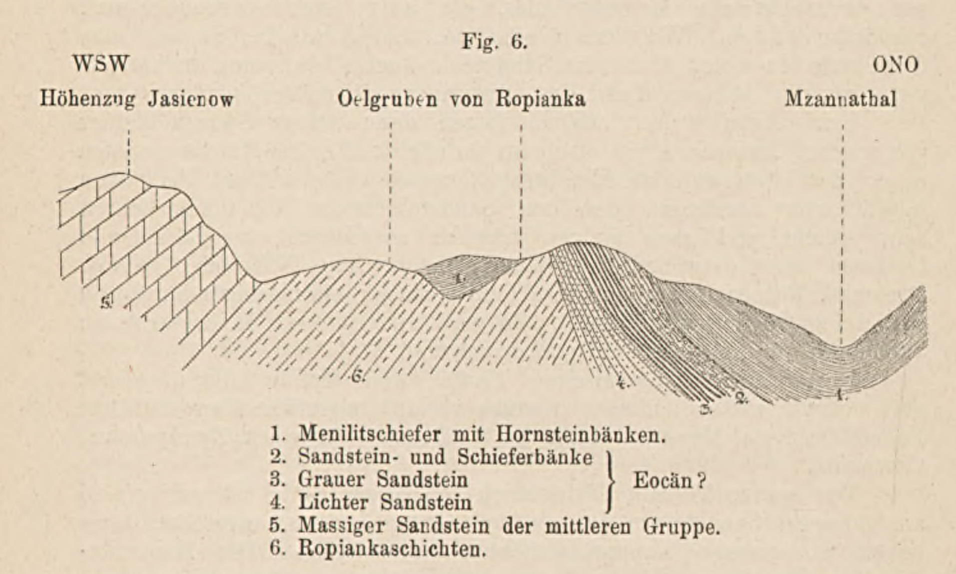
Ausserdem findet man auf den Kreidebildungen, wiewohl nur in der Nähe der Nordgrenze derselben, bei Myscowa und Ropianka ein-

zelne Partien von Menilitschiefern, die ganz unvermittelt auf den Ropiankaschichten liegen, was nur als Transgressionserscheinung gedeutet werden kann.

Mit Ausnahme dieser wenigen Vorkommnisse fanden wir von der erwähnten Grenzlinie bis an den ungarisch-galizischen Grenzkamm keine Tertiärbildungen.

Der beifolgende Durchschnitt (Fig. VI) zeigt die Verhältnisse, wie sie sich mir bei dem bekannten Oelfundorte Ropianka darstellten.

Fig. 6.



1. Menilitschiefer mit Hornsteinbänken.
2. Sandstein- und Schieferbänke }
3. Grauer Sandstein } Eocän?
4. Lichter Sandstein }
5. Massiger Sandstein der mittleren Gruppe.
6. Ropiankaschichten.

Es ist dazu zu bemerken, dass die Schichtglieder (2) (3) und (4) nur ziemlich geringe Mächtigkeit haben und jederseits nach kurzer Streichungserstreckung verschwinden. Sie sind an der Grenze der Ropiankaschichten steil, gegen die Menilitschiefer zu flacher geschichtet und zeigen gar keine petrographische Aehnlichkeit mit den südwestlich von Ropianka sich in mächtigen Bergzügen erhebenden Sandsteinen der mittleren Gruppe.

Werfen wir einen Rückblick auf die in vorstehenden Zeilen zusammengestellten Daten, so ergibt sich, dass die bei unseren Aufnahmen in der Sandsteinzone Mittelgaliziens erzielten Resultate keine Veranlassung boten, die in unseren mehrfach erwähnten Arbeiten über die Karpathensandsteingebiete Ostgaliziens gegebenen Anschauungen wesentlich zu modificiren.

Wir sehen hier wie dort dieselbe Gliederung und haben ausserdem für die Richtigkeit unserer alten stratigraphischen Horizontirung der Hauptgruppen neue und überzeugende Belege gewonnen.

Unter diesen nehmen die Verhältnisse von Spas den ersten Rang ein, und zwar namentlich deshalb, weil der Einwand, den man gegen die Beweiskräftigkeit von Fossilfunden im Karpathensandstein so gerne erhebt, man habe es nur mit „Klippen“ zu thun, hier durch die Art

des Vorkommens vollkommen ausgeschlossen ist. Alle Gesteinsglieder, von den Ropiankaschichten bis zu den Menilitschiefern, die in dem oben skizzirten Durchschnitte von Spas erscheinen, bilden parallele, auf lange, zum Theile meilenweite Erstreckungen zusammenhängend zu verfolgende Zonen und zeigen jene Reihenfolge, die wir, wenn auch nicht wie hier fossilführend, so doch mit derselben durch petrographische Typen markirten Gliederung allerorts in der Sandsteinzone wiederfinden, und die eben in ihrer Gesammtheit den Complex der Karpathensandsteine repräsentirt. Kein Geologe wird hier mehr von einem klippenförmigen Vorkommen sprechen können.

Ebensowenig als in stratigraphischer, zeigt Mittelgalizien in tektonischer Beziehung wesentlich andere Verhältnisse als Ostgalizien. Wir finden überall wieder die meist nach Norden übergeneigten Falten als das herrschende Verhältniss, neben welchem aber auch die Existenz ziemlich bedeutender longitudinaler Bruchlinien (z. B. die letzterwähnte von Ropianka) nicht übersehen werden kann. Horizontal-Verschiebungen der Zonen durch auf das Schichtenstreichen senkrechte Bruchlinien, wie sie in den Kalken der karpathischen Hochgebirge stellenweise beobachtet wurden, konnten in der Sandsteinzone bisher nicht constatirt werden.

Bei dieser Uebereinstimmung der mittelgalizischen Verhältnisse mit den ostgalizischen entfällt hier die Nothwendigkeit, ausführliche Erörterungen allgemeinerer Art, wie wir sie in unseren früheren Arbeiten an die Schilderung der Localbeobachtungen als „Schlussbemerkungen“ anschlossen, zu geben, da ich hiebei doch im Wesentlichen nur Wiederholungen des dort schon Gesagten bringen könnte.

Dagegen sollen mit kurzen Worten hier noch einige Beobachtungen Erwähnung finden, die mittlerweile in anderen, ausserhalb unserer Aufnahmsgebiete gelegenen Theilen der Karpathensandsteinzone gemacht wurden.

In Westgalizien werden im Auftrage des galizischen Landesausschusses seit einigen Jahren Special-Studien durchgeführt, und Herr Dr. L. Szajnocha, der diese Arbeiten in der Gegend von Gorlice begann, gab uns darüber (Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1880, Nr. 16) eine kurze, aber inhaltsreiche Mittheilung, die sich, wie ich bei dieser Gelegenheit zu betonen nicht unterlassen kann, auch in Beziehung auf Methode und Form vortheilhaft von manchen anderen Arbeiten seiner engeren Landsleute unterscheidet.

Dr. Szajnocha stellt sich in Bezug auf Eintheilung und Horizontirung der Karpathensandsteine vollkommen auf unseren, in den „Neuen Studien“ gegebenen Standpunkt, indem er Ropiankaschichten, mittlere Gruppe, Eocän und Menilitschiefer in seinem Terrain unterscheidet.

Von besonderer Wichtigkeit ist die Mittheilung der Funde von Inoceramen und eines Ammoniten in den Ropiankaschichten dieser Gegend, durch die sich Dr. Szajnocha und sein damaliger Arbeitsgenosse H. Walter ein bleibendes Verdienst erwarben.

Ist auch durch diese Funde (auf deren Bedeutung auch schon Tietze [Verhandl. 1880, pag. 260] hinwies) vorläufig nichts anderes erwiesen, als das cretacische Alter der Ropiankaschichten, das wir schon früher aus zahlreichen anderen Gründen erschlossen und betont

hatten, so ist doch dies an sich schon werthvoll, indem nunmehr wenigstens niemand mehr von einem eocänen Alter dieser Bildungen wird sprechen können. Szajnocha zieht auch den naheliegendsten Schluss aus diesem Funde, indem er (l. c. p. 306) bemerkt, dass „derselbe nun die Richtigkeit der von Bergrath Paul angenommenen Eintheilung der Sandsteinzone der Karpathen vollkommen beweist".

H. Walter und Dr. v. Dunikowski, die später über dieselbe Gegend ihre bereits oben citirte Arbeit (Geolog. Budowa naftonosn. obszaru zachodnia galicyjskich Karpat, Lemberg 1882. [Kosmos]) veröffentlichten, kommen allerdings zu anderen Schlüssen. Ich habe schon oben bei Besprechung der Verhältnisse von Spas nachgewiesen, dass die Annahme dieser Herren, die Ropiankaschichten seien mittlere oder obere Kreide und es gäbe sonach keine „mittlere Karpathensandstein-Gruppe", mit positiven, von jedermann zu controlirenden Beobachtungs-Daten in directem Widerspruche steht, daher jedenfalls irrig sein muss. Da dieses Gebiet von unserer Seite erst in diesem Sommer (1883) eingehender studiert wird und mir die von den Genannten gesammelten Inoceramen, auf die sie sich berufen, nicht vorliegen, so kann ich heute nicht entscheiden, ob der Fehler in falscher Deutung von Lagerungsverhältnissen, oder vielleicht in allzu kühner Petrefactenbestimmung seinen Grund hatte [1]).

In der That sind die nun schon ziemlich zahlreichen Inoceramenreste, die ich aus den galizischen Ropiankaschichten sah, nämlich die von Dr. Szajnocha mitgebrachten Exemplare, die Stücke, die Dr. Uhlig in Czudec, Olympow und Hussow fand, endlich einige Exemplare, die mir aus Porohy in Ostgalizien eingesendet wurden, ausnahmslos derart erhalten, dass die gewiegtesten Paläontologen eine specifische Bestimmung derselben als zu gewagt erklären mussten. Nur eine nahe Verwandtschaft mit *In. Haueri* vom Leopoldsberge bei Wien, dessen Niveau durchaus nicht feststeht, konnte an den meisten Stücken constatirt werden.

Erwähnung verdienen ausserdem die an zahlreichen Punkten Westgaliziens in den jüngeren Abtheilungen der Karpathensandsteine gefundenen, in den citirten Arbeiten von Szajnocha, Walter und Dunikowski angeführten Nummuliten.

Ueber das Nummulitenvorkommen von Ropa hat Dr. Uhlig (Verhandl. 1882, Nr. 5) eine kurze Mittheilung gegeben.

Im Allgemeinen kann ich wohl behaupten, dass (mit Ausnahme der noch controversen Behauptungen von Walter und Dunikowski) alle positiven aus Westgalizien vorliegenden Beobachtungs-Daten mit unseren, aus den Verhältnissen der Sandsteingebiete Ost- und Mittelgaliziens, der Bukowina, Siebenbürgens, Ungarns und Schlesiens gezogenen Grundanschauungen stimmen [2]).

---

[1]) Während der Drucklegung vorliegender Mittheilung erschien die deutsche Ausgabe der Walter und Dunikowski'schen Arbeit; ich verweise auf das hierüber in Nr. 14 (1883) der Verhandl. d. geol. Reichsanst. von Dr. Uhlig gegebene Referat.

[2]) Eine werthvolle Mittheilung von Prof. Niedzwiedzki über den Karpathenrand bei Wieliczka und Bochnia (siehe Referat in den Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1883, Nr. 14) erschien nach Uebergabe vorliegender Arbeit an die Redaction des Jahrbuches, konnte daher hier noch nicht Berücksichtigung finden. Ebenso die Reiseberichte von Dr. Uhlig über das von ihm im Sommer 1883 bereiste westgalizische Gebiet (Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1883).

In Ostgalizien wurden in neuerer Zeit von Kreutz, Szajnocha und Zuber einige fleissige Special-Untersuchungen durchgeführt.

F. Kreutz und Zuber gaben (Kosmos, B. VI, Heft VI und VII) eine Detailbeschreibung der geologischen Verhältnisse der Gegend von Mražnica und Schodnica. Die Autoren fussen im Allgemeinen auf unseren Eintheilungsprincipien, trennen jedoch die Ropiankaschichten in zwei Glieder, von denen sie das tiefere als eigentliche Ropiankaschichten ausscheiden, das höhere als „plattige Sandsteine“ bezeichnen. Ueber diesen folgen erst als drittes Kreideglied die bekannten massigen Sandsteine. Die neu ausgeschiedenen „plattigen Sandsteine“ werden beschrieben als graublaue, an der Oberfläche rostbraune Sandsteine mit Calcitadern, Hieroglyphen (namentlich quergestreiften, raupenähnlichen) und vielen kleinen Foraminiferen (Rotalinen, Cristellarien, Textularien und Globigerinen). Gewiss ist diese neue Ausscheidnng für das behandelte kleine Gebiet recht nützlich und wohl auch in den dortigen Localverhältnissen begründet. Solange man aber nicht weiss und nachweisen kann, ob diese Bildungen ein Niveau oder nur eine örtliche petrographische Facies sind, kann von einer Durchführung dieser Ausscheidung im ganzen Sandsteingebiete keine Rede sein, und noch weniger kann man uns einen Vorwurf daraus machen, dass wir derartige Ausscheidungen nicht vornahmen, wozu wir unsere guten Gründe hatten. Diese Gründe setzt Tietze (dieses Jahrb. 1883, 2. H., pag. 326) auseinander, ich brauche daher den Gegenstand nicht weiter zu berühren.

Von Interesse sind auch einige Fossilreste, die Kreutz und Zuber bei Schodnica in einem bitumenreichen, mürben, stellenweise in grünes Conglomerat übergehenden Sandsteine machten. Es werden *Cytherea elegans Lam.*, *Pecten*, *Corbula*, *Turritella* etc. angegeben. Bei der grossen Seltenheit von Petrefactenlocalitäten in der Karpathensandsteinzone ist jede diesbezügliche neue Angabe beachtens- und dankenswerth, wenn auch im vorliegenden Falle noch eine weitere Ausbeutung der, wie es scheint, nicht gerade armen Localität abgewartet werden muss, um Schlüsse aus dem Vorkommen ziehen zu können.

Einen werthvollen Beitrag zur topischen Geologie Ostgaliziens gab Dr. L. Szajnocha durch seine Mittheilung über das Petroleumvorkommen von Sloboda Rungurska bei Kolomea. (Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1881, Nr. 9.) Dieses Object, das in neuerer Zeit durch seinen plötzlich eingetretenen reichlichen Oelzufluss zu Bedeutung gelangte, stand vor mehreren Jahren, als ich es besuchte, beinahe gar nicht in Exploitation, und ich konnte dort auf der Halde des einzigen damals offenen Brunnens nur Bruchstücke von Gesteinen erkennen, die mir der neogenen Salzformation, aus der auch thatsächlich die dortige Gegend vorwiegend besteht, anzugehören schienen. Szajnocha konnte nun, unterstützt durch die seither hergestellten bergbaulichen Aufschlüsse, klar und unbezweifelbar nachweisen, dass bei Sloboda Rungurska ein die Salzthongebilde unterbrechender Aufbruchssattel älterer, eocäner und oligocäner Gebilde bestehe, aus welchem das Erdöl heraustritt. Diese kurze und anspruchslose Mittheilung involvirt einen wirklichen Fortschritt unserer Kenntniss, den ich hier mit Vergnügen registrire.

Das Gleiche könnte auch von der grösseren Arbeit R. Zuber's (Detailstudien in den ostgal. Karp. zwischen Delatyn und Jablonów. Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1882, 2. H.) gesagt werden, wenn der Verfasser, ersichtlich ein eifriger und scharfer Beobachter, nicht beständig durch zu weitgehende Verallgemeinerung rein localer, überdies nicht durchgehends ganz neuer Details eine reformatorische Thätigkeit entfalten wollte, wozu doch etwas umfassendere Studien erforderlich sind, als sie Herr Zuber in seinem engbegrenzten Terrain durchzuführen Gelegenheit hatte. Dr. Tietze hat sich bereits (dieses Jahrb. 1883, 2. Heft, pag. 312—330) der Mühe unterzogen, diese Arbeit eingehend zu beleuchten; ich kann daher hier über diesen Gegenstand hinweggehen, nur füge ich hinzu, dass die Aufstellung der vier karpathischen Petroleumhorizonte, die Herr Zuber am Schlusse seiner Arbeit gibt, bereits in meiner Mittheilung über die Petroleum- und Ozokerit-Vorkommnisse Ostgaliziens (Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1881, 1. Heft, pag. 137) vorliegt, was Herr Zuber zu erwähnen nicht für nöthig hält. Dass das Oelvorkommen von Sloboda Rungurska nach der oben erwähnten neueren Beobachtung Szajnocha's nunmehr in den eocänen, nicht in den neogenen Horizont gestellt wird, ist selbstverständlich, dergleichen Einzelheiten haben aber mit dem allgemeinen Systeme nichts zu thun.

Aus dem Karpathensandsteingebiete Ungarns gab Dr. Uhlig einen lehrreichen Durchschnitt durch die Klippenhülle der Gegend von Lublau (Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1881, Nr. 17). Südlich vom Bade Lublau fanden sich Sandsteine und Conglomerate mit Nummuliten, die nach Uhlig dem Ober-Eocän oder Unter-Oligocän angehören. Darunter liegen nordwärts Sandsteine mit Hieroglyphen, wohl unseren „oberen (eocänen) Hieroglyphenschichten" aequivalent, dann (bei der Stadt Lublau) Mergel, weiter (auf der nördlichen Seite des Poprádthales) mit beständig gleichbleibendem südsüdwestlichem Einfallen ein plattiger Sandstein, der wohl unserer „mittleren Gruppe" entspricht, dann folgen im Liegenden kalkige Sandsteine mit Kalkspaltadern. Aus diesen ragen concordant einfallende Partien von weissen Neocomkalken hervor, welche sich landschaftlich als „Klippen" darstellen, dieses Aussehen aber nur ihrer stärkeren Widerstandsfähigkeit gegen das Verwittern verdanken und nur als heteropische Einlagerungen in den erwähnten Kalksandsteinen zu betrachten sind. Der hiedurch ebenfalls als neocom charakterisirte Kalksandstein lehnt sich endlich an eine Juraklippe an. Etwas weiter südöstlich im Streichen treten auch rothe und grüne Neocomschiefer auf, die die Juraklippen in discordanter Lagerung umgeben. Wir sehen also hier den früher schon wiederholt von verschiedenen Seiten betonten Satz bestätigt, dass das Neocomien gegen die Klippen sich discordant verhält, jedoch mit der Flyschhülle eine zusammenhängende Lagerfolge bildet.

Aus der Bukowina liegt ein wesentlicher Fortschritt unserer Kenntniss der Sandsteinzone durch die Constatirung jurassischer Schichten in der Karpathensandsteinfacies vor. Im Jahre 1879 hatte Herr Oberbergrath Br. Walter eine Suite von Fossilresten

aus der Gegend von Poschoritta an uns eingesendet. Ein Theil derselben stammte aus den längst bekannten obertriadischen Kalken dieser Gegend, der andere Theil jedoch aus einem Sandsteine. Herr M. Vacek unterzog diese letzteren einer genauen Untersuchung und konnte eine Reihe von acht Formen daraus bestimmen, welche alle mit Sicherheit dem mittleren Jura (Unter-Oolith) angehören (vergl. v. Mojsisovics, Neue Funde von Fossilien in den Ostkarpathen, Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1879, Nr. 9).

Ich begab mich so bald als möglich selbst an Ort und Stelle, und kann nun über dieses Vorkommen einige Daten mittheilen.

Das Gebirgsland der Bukowina besteht aus einem krystallinischen Massiv, einer dasselbe gegen Nordosten begleitenden, vorwiegend aus Triasgebilden zusammengesetzten Kalkzone und dem Karpathensandsteingebiete, welches sich nordwestlich an das Galiziens, südöstlich an das der Moldau anschliesst.

Poschoritta liegt an der Grenze zwischen der Triaskalkzone und dem Karpathensandsteingebiete, aus welch letzterem in der Nähe der Grenze noch häufig kleine Triaskalkinseln klippenförmig hervorragen.

In den untersten Partien der Karpathensandsteine, und zwar am linken Gehänge des Moldovathales am Nordostrand der Triaskalkzone, sowie ferner auf der Nordseite des Thälchens von Fundul-Poschoritta, am Südrande einer Triaskalkklippe fanden sich die erwähnten Petrefacte.

Das Gestein ist ein hieroglyphenführender Sandstein von gewöhnlichem Flyschtypus, mit einzelnen dünnen, nur wenige Zoll mächtigen kalkigeren Lagen, welche die Fossilreste (vorwiegend Brachiopoden) enthalten.

Nur das Verschwinden dieser kalkigen Lagen markirt gegen oben eine petrographische Grenze gegen die übrige Hauptmasse der unteren Karpathensandsteine, welche, wie ich bereits an anderem Orte (Grundz. d. Geol. der Bukowina, Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1876) nachwies, durch Aptychen und sonstige Cephalopodenfunde als neocom sichergestellt ist.

Es ensteht nun die Frage, ob sich die jurassischen Gebilde tektonisch ihrer Unterlage, der Trias anschliessen, mit diesen klippenförmig aus den Karpathensandsteinen herausragen, oder ob sie mit diesen letzteren, wie es die petrographische Aehnlichkeit vermuthen liesse, enger verknüpft sind.

Die Nordseite des Moldowathales bei Poschoritta zeigt eine isokline Reihenfolge von untertriadischem dolomitischen Kalk, rothem Schiefer, obertriadischem Kalk, darüber in geringer Mächtigkeit die Sandsteine und Kalksandsteinbänke mit den Jurafossilien, darüber Hieroglyphen- und Fucoiden-Sandsteine, Schiefer und Kalkmergel, ganz jenen gleich, in denen an mehreren Punkten der Gegend neocome Aptychen gefunden wurden; dann folgt eine orographisch wenig markirte Triasklippe, zuunterst aus dem rothen Schiefer, oben aus oberem Triaskalk bestehend, darüber wieder Flyschsandsteine und Schiefer, endlich am Munczel das bekannte Conglomerat, das durch seine enge Verbindung mit aptychenführenden Kalkmergeln ebenfalls als neocom charakterisirt ist.

Alle diese Schichten fallen nach NO. Am Rande dieser Triasklippe konnte ich die Juraschichten nicht finden. Diese Thalseite, wo alles scheinbar concordant nach derselben Richtung einfällt, gibt für unsere Frage keinen Aufschluss.

Am Nordrande des Thälchens von Fundul Poschoritta dagegen legen sich die Juraschichten mit südwestlichem Fallen an eine Triasklippe an, deren Schichten nach NO einfallen; hier ist sonach mindestens die tektonische Unabhängigkeit des Jura von den älteren klippenbildenden Gesteinen gegeben.

Dieser Nachweis ist nicht so überflüssig, als er bei dem grossen zeitlichen Abstande zwischen oberer Trias und mittlerem Jura erscheinen könnte. Denn einerseits lag unter der obenerwähnten Sendung von Poschoritta auch ein Exemplar einer *Spiriferina* vor, die, mit *Spir. uncinnata Sow.* gut übereinstimmend, es möglich erscheinen lässt, dass die höchsten Lagen der Bukowiner Kalkzone vielleicht schon in die rhätische Stufe hineingreifen; andererseits kenne ich aus der Arva (Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1868 H. 2) einen sehr flyschähnlich entwickelten Sandstein mit *Amm. rarisostatus*; es wäre also a priori wohl die Möglichkeit nicht ausgeschlossen gewesen, dass dieser letztere noch in irgend einer der tiefsten Flyschbänke der Bukowina zu suchen und dadurch eine annähernd vollständige Schichtenfolge zwischen Trias und Jura in der Bukowina herzustellen wäre.

Die erwähnte Discordanz lässt nun wohl die Annahme einer solchen Ablagerungs-Continuität nicht mehr als plausibel erscheinen.

Dagegen konnte ich bei meiner nur sehr kurzen Anwesenheit eine Schichten-Discordanz zwischen den jurassischen und den übrigen Karpathensandsteinen in dieser Gegend nirgends constatiren. Ich möchte jedoch nicht wagen daraus zu schliessen, dass hier wirklich eine ununterbrochene Lagerfolge vom Oolith bis inclusive Neocomien angenommen werden dürfe, woraus dann folgen würde, dass wir auch den oberen Jura in der Flyschfacies zu suchen hätten. Es steht dieser Annahme die in der Arvaer, Penninischen und Saroser Klippenzone so häufig constatirte Thatsache entgegen, dass dort die eigentlichen Klippengesteine, der mittlere und obere Jura, zwar untereinander concordant liegen, das Neocomien dagegen sich beinahe immer discordant gegen dieselben verhält. Die petrographische Aehnlichkeit der Jurabildungen der Bukowina mit jüngeren Flyschgesteinen ist in dieser Beziehung wohl ebenfalls nicht massgebend, da wir ja auch in der galizischen Karpathensandsteinzone wiederholt Spuren von Transgressionserscheinungen nachweisen konnten, wobei die transgredirende Bildung immer noch, wie die älteren, den Flyschtypus an sich trägt.

Es lässt sich aus den gegenwärtig noch sehr dürftigen Daten über das in Rede stehende Juravorkommen vorläufig wohl nichts anderes schliessen, als dass dasselbe ebensowenig als das oberste Glied der dortigen klippenbildenden Gesteine, wie als das tiefste Glied einer von da ab ununterbrochenen Reihe von Flyschbildungen betrachtet werden könne. Die letzteren haben jedenfalls ihre Ablagerungslücken und Unterbrechungen, wenn auch die Spuren derselben durch allen Gliedern gemeinsame Faltenbildungen meistens verwischt sind und daher nicht überall constatirt werden können.

Auch über die Zusammensetzung der Karpathensandsteingebilde Rumäniens konnten einige neuere Daten gewonnen werden.

Bekanntlich tritt die Sandsteinzone aus der Bukowina südostwärts in die Moldau ein, wendet sich hier nach Süden, setzt mit vorwiegend ungefähr meridionalem Streichen das moldauisch-siebenbürgische Grenzgebirge zusammen, dreht sich weiterhin nach Südwest und bildet endlich mit allmälig beinahe ganz ostwestlich gewordenem Streichen den grössten Theil des Berglandes der nördlichen Wallachei.

Am wenigsten wissen wir über den nördlichsten, an die Bukowina grenzenden Theil der Zone; ausser der älteren Angabe Herbich's (Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1873, Nr. 16), dass am Berge Csachlen und im Thale der goldenen Bistriza bei Repcsun neocome Bildungen auftreten, ist mir aus dieser Gegend nichts mehr bekannt geworden.

Ueber die Wassergebiete des Neamtz und Trotusch und die Gegend von Slanik und Okna liegen (abgesehen von den älteren, heute nicht mehr benützbaren Angaben Coquand's) einige neuere Daten von Tschermak (Mineral. u. petrogr. Mittheil., III. Bd., IV. H. 1880) und Cobalescu (Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1883, Nr. 10) vor. Nach denselben muss vermuthet werden, dass in diesem Theile der Moldau vorwiegend die jüngeren Glieder der eigentlichen Karpathensandsteine und die Gebilde der neogenen Salzformation verbreitet sind, während die älteren (cretacischen) Glieder der Zone ihre Hauptverbreitung im westlich angrenzenden Siebenbürgen finden (vergl. Herbich, Das Széklerland, Budapest 1878, und Paul und Tietze, „Neue Studien" Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1879).

Cobalescu unterscheidet in dieser Gegend der Moldau von oben nach unten: Salzformation, Magurasandstein, Menilitformation, untere oligocäne Mergel (Hajoschichten), Nummulitenformation, also eine Reihenfolge, die der unserer galizischen jüngeren Karpathensandsteine sehr nahekommt.

Etwas bedenklich erscheint die Deutung der reichen Petroleumvorkommnisse von Mojneschti und Soloncz, die Cobalescu in die unteren Oligocänmergel (Hajoschichten) einreiht.

Tschermak brachte aus den Gruben von Mojneschti Mergelproben mit Foraminiferen mit, die von unserem bekannten Foraminiferenkenner F. Karrer untersucht wurden. Karrer schreibt darüber: „Ich vermisse durchaus Typen der Kreide, des Eocän und Oligocän, finde keine Frondicularien, Nummuliten, Orbitoiden u. s. f. Es ist somit die Probe entschieden miocän."

Ich selbst konnte mich bei einem Besuche der fraglichen Localiäten überzeugen, dass in einigen Gruben von Mojneschti Steinsalzlager als Liegendes der ölführenden Schichten angefahren wurde, und auch in Solonez fand ich Steinsalztrümmer auf einer alten Schachthalde.

Diese Vorkommnisse müssen daher wohl in die miocäne Salzformation, nicht ins untere Oligocän gestellt werden.

Ein kleines Missverständniss muss ich bei dieser Gelegenheit berichtigen. Tschermak gibt an, dass er in der in Rede stehenden Gegend Gesteine beobachtet habe, die den von mir als „Schipoterschichten" bezeichneten Bildungen der Bukowina vollkommen entsprechen, und knüpft daran (l. c. pag. 332) die Bemerkung: „Die

Schipoterschichten rechnet Paul zum oberen Karpathensandstein, über welchen die eocänen Sandsteine folgen.“ Dies entspricht wohl nicht meiner, über diesen Gegenstand wiederholt (Grundz. d. Geol. d. Bukowina, Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1876, und „Studien“ etc. Jahrb. 1877) ausgesprochenen Ansicht, da ja gerade die eocänen und oligocänen Glieder der Karpathensandsteingruppe dasjenige sind, was wir unter der Bezeichnung obere Karpathensandsteine zusammenfassen. Speciell das eocäne, eventuell oligocäne Alter der Schipoterschichten wurde oft, namentlich in den älteren „Studien“, pag. 120 (88 d. A.) betont und erörtert.

Auf diesem Missverständnisse beruht wohl auch zum Theile die Annahme Tschermak's, dass die das Slanikathal umgebenden Bildungen cretacisch seien. Cobalescu bezeichnet dieselben als oligocän, und dürfte damit, insoweit sich die Frage nach der von Tschermak selbst gegebenen petrographischen Charakteristik beurtheilen lässt, wohl der Wahrheit näher kommen.

Soviel kann jedenfalls als constatirt gelten, dass die tertiären Karpathensandsteine sowohl in der Facies der Schipoterschichten, als auch als Menilitschiefer und Magurasandsteine in der Gegend von Slanik und Okna entwickelt und von petroleumführenden miocänen Salzthongebilden begleitet seien.

In der Wallachei hatte ich Gelegenheit, das die Sandsteinzone in nordwest-südöstlicher Richtung verquerende Prahowathal von der Höhe des Predeal (Tömös-Pass) bis zu seinem Austritte aus der Sandsteinzone bei Kimpina, allerdings nur rasch und flüchtig, zu bereisen.

Am Predeal, dem Grenzkamm zwischen Siebenbürgen und der Wallachei, herrschen, wie die v. Hauer'sche Uebersichtskarte der österreichisch-ungarischen Monarchie ergibt, die sogenannten Bucecs-conglomerate, aus denen Jurakalkinseln hervorstehen. Südlich abwärts gegen Sinaia zu befindet man sich jedoch gleich in ganz anderen Bildungen. Man hat hier blaugraue Karpathensandsteine mit Kalkspathadern, genau jenen gleich, wie sie im angrenzenden Siebenbürgen die in der Literatur häufig erwähnten, zuerst von Herbich (Verhandl. 1873, Nr. 16) in der Kaszon und bei Kowasna entdeckten Neocom-Ammoniten führen. Ich habe später selbst mit meinem Collegen Herrn Dr. Tietze (s. „Neue Studien“, Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1879) unter Herbich's freundlicher Führung diese Localitäten besucht und kann daher die petrographische Uebereinstimmung der Siebenbürger Neocom-Sandsteine mit den hier in Rede stehenden Bildungen der nördlichen Wallachei aus eigener Anschauung betonen. Auch die in Siebenbürgen stellenweise (z. B. bei Zajzon) auftretenden glänzenden Schiefervarietäten von beinahe halbkrystallinischem Aussehen sind hie und da zwischen Predeal und Sinaia zu beobachten. Die Schichten dieser Bildungen sind hier in sehr auffallender Weise gestört und gewunden, so dass kaum irgend eine Streichungs- und Fallrichtung als herrschend bezeichnet werden kann.

Bei Sinaia sieht man stellenweise Bänke massigerer Sandsteine, ob den erwähnten Bildungen ein- oder aufgelagert, konnte ich nicht entscheiden. Hier wurde nach einer uns durch Herrn königl. rumän. Montan-Ingenieur C. Pilide freundlichst zugekommenen Mittheilung

von den Herrn Gr. Stefanescu und C. Robescu ein Ammonit aufgefunden, den die genannten als *Amm. mamillaris Sch.* bestimmen (Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1877, Nr. 4). Da weder der Punkt des Fundes, noch die Art des Begleitgesteins genauer angegeben wurde, so bleibt es noch fraglich, ob derselbe aus den oben beschriebenen Gebilden oder vielleicht schon aus anderen Gesteinsschichten stammt.

Südlich von Sinaia bei Komarnik beobachtete ich, das Thal abwärts verfolgend, Gesteine von ganz anderem Typus, nämlich lichte, weiche, mergelige Sandsteine und Mergel. Aus denselben stammt ein wohlerhaltenes Exemplar eines Ammoniten, den Herr Vacek als echten *Amm. Mantelli Sow.* bestimmte. Das Schichtenfallen ist hier vorwiegend südwärts.

Zwischen Komarnik und Kimpina konnte ich nicht viel sehen. Oberhalb Kimpina beginnen röthliche Mergel, die wie die galizischen Salzthone aussehen. Ueber denselben sieht man häufig jüngere Sandsteinmassen liegen. Die Schichtenstellung dieser Bildung zeigt mehrfache Falten, so dass auch häufig gebirgswärts (nördlich) gerichtetes Einfallen zur Geltung kommt. Einen ganz besonders schönen Schichtensattel sieht man links (östlich) von der Bahnstation Kimpina. Im Streichen dieser Bildungen finden sich vielfach bedeutende Steinsalzstöcke (z. B. Slaniku), wodurch die Uebereinstimmung mit der galizischen Salzformation verstärkt wird.

Weiter thalabwärts bewegt man sich in jüngeren Neogenbildungen, die nicht mehr den Gegenstand vorliegender Mittheilung bilden.

Resumiren wir die wenigen Daten, die über die Karpathensandsteinzone Rumäniens vorliegen, so finden wir in derselben so ziemlich dieselben Formationsglieder wie in den Nordkarpathen.

Die Gebilde zwischen dem Predeal und Kimpina repräsentiren das unterste Glied der Reihe, und sind wohl nichts anderes als unsere gewöhnlich sogenannten Ropiankaschichten. Dann folgt bei Sinaia *Amm. mamillaris*, wodurch, wenn die Bestimmung richtig ist, die Anwesenheit des Gault angedeutet ist, und bei Komarnik *Amm. Mantelli*, welcher wieder ein höheres Kreideniveau (Cenomanien) anzeigt.

Die jüngeren eocänen und oligocänen Glieder der Sandsteinzone wären im Prahowadurchschnitte in der Beobachtungslücke zwischen Komarnik und Kimpina zu suchen. Dass sie in Rumänien nicht fehlen, beweisen die oben erwähnten Beobachtungen Tschermak's und Cobalescu's.

Umsäumt ist das Karpathengebirge in der Wallachei im Süden, in der Moldau, der Gebirgsdrehung entsprechend, im Osten, durch eine Randzone von neogenen Salzthongebilden, welche den den Karpathenrand Galiziens begleitenden salzführenden Mediterranbildungen entsprechen und mit diesen auch durch die Bukowina in directem, ununterbrochenen Zusammenhange stehen [1]).

---

[1]) Eine mittlerweile in der Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen 1883, Nr. 32 bis 41, erschienene Arbeit von Dr. Olszewski über die rumänischen Petroleumgebiete kam mir erst nach Abschluss vorliegender Arbeit zu, konnte daher hier nicht mehr berücksichtigt werden; ein eingehendes Referat darüber findet sich in den Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1883, Nr. 14.)

Es ist üblich, in jeder Karpathensandsteine behandelnden Arbeit auch auf das wichtigste nutzbare Mineralproduct dieser Gebilde, nämlich das Erdöl oder Petroleum zurückzukommen.

Ich habe meine allgemeineren Anschauungen über diesen in wissenschaftlicher wie praktischer Beziehung interessanten und wichtigen Gegenstand in meiner mehrfach citirten Arbeit (Die Petrol.- u. Ozokerit-Vorkommnisse Ostgaliziens, Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1881, 1. H.) ausführlich dargelegt, nachdem wir schon in einer älteren Arbeit (Neue Studien etc., pag. 107—115) die verschiedenen Hypothesen, die bezüglich der Genesis und des durch diese bedingten Vorkommens dieser Mineralproducte von verschiedenen Seiten aufgestellt worden waren, einer eingehenden Erörterung unterzogen und die zwingenden Gründe dargelegt hatten, welche uns nöthigten, alle Theorien, die das Erdöl aus mystischen Tiefen herleiten, unbedingt abzulehnen, den Ursprung desselben vielmehr in jene Schichtencomplexe zu versetzen, in oder mindestens nächst denen wir es gegenwärtig vorfinden.

Auf demselben Standpunkte steht im Allgemeinen auch F. Kreutz, der sich in letzterer Zeit vielfach mit diesem Gegenstande, namentlich mit den genetischen Beziehungen zwischen Erdöl und Ozokerit beschäftigte, und als einen werthvollen Fortschritt muss ich den von Kreutz (Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1881, Nr. 2) geführten Nachweis bezeichnen, dass diese beiden erwähnten Stoffe meistens „gleichzeitige Producte der Zersetzung von organischen Substanzen“ seien, nicht aber der Ozokerit, wie bis dahin ziemlich allgemein angenommen worden war, immer als ein Umwandlungsproduct aus Petroleum oder gar einfach als verhärtetes Petroleum zu betrachten sei.

Wenn Kreutz später diese Ansichten dahin modificirt, das Verhältniss nunmehr gerade umgekehrt zu deuten, das Erdöl als ein Umwandlungsproduct des Ozokerits aufzufassen (Verhandl. 1881, Nr. 8), so müssen wir wohl noch beweiskräftigere Belege für diese Anschauung abwarten, bevor wir sie zu der unserigen machen können. Ich verweise in dieser Beziehung auf die Erörterungen, die Dr. Tietze (Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1881, Nr. 4, und Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1882, 1. H., pag. 82 u. 90) diesem Gegenstande widmete, und denen ich mich vollkommen anschliesse.

Eine Kritik sehr seltsamer Art wird in der von Herrn Dr. Olszewski redigirten Zeitschrift „Górnik“ (1883, Nr. 1, 3 u. 4) an meiner oben erwähnten Arbeit zu üben versucht. Der Verfasser dieser Kritik anerkennt freundlichst den Werth und die Tragweite unserer wissenschaftlich-geologischen Arbeiten in den Karpathen, ist aber sehr geärgert darüber, dass die Resultate derselben bei Naphtha-Schürfungen zu praktischer Anwendung kommen sollen. Er meint, dass die Geologie ohne Berücksichtigung von Beobachtungen in Bergwerken eine vielleicht nicht genügend geprüfte Theorie allzu apodiktisch aufstelle, fürchtet, dass bei Anwendung derselben grosse Capitalien verloren gehen könnten, warnt davor, goldene Berge zu versprechen etc.

Das klingt Alles sehr schön und ist gewiss geeignet, bei Solchen, die meine Arbeit nicht gelesen oder nicht verstanden haben, grosses Misstrauen gegen dieselbe hervorzurufen.

So gleichgiltig es mir an sich sein könnte, was der Herr Referent im „Górnik“ über die Geologie im Allgemeinen und meine Arbeit im Speciellen denkt, so ist doch die Sache selbst in volkswirthschaftlicher Beziehung wichtig, und ich muss daher einige Worte erwidern auf diese Angriffe, die geradewegs darauf abzielen, die Naphtha-Schürfungen wieder von jeder soliden wissenschaftlichen Basis abzudrängen, den alten Standpunkt des Bauens auf Zufall und Glück wiederherzustellen.

Worin besteht meine, nach dem Herrn Referenten so bedenkliche „Theorie“? Einfach darin, dass ich empfehle, diejenigen Schichten, an welche das Erdöl gebunden ist, nach bergmännischen Principien, etwa in ähnlicher Weise wie ein Kohlenflötz, also durch einen nicht unmittelbar am Ausbisse, sondern gegen das Hangende zu situirten Schurfschacht aufzuschliessen. Gerade dieses Vorgehen gewährt den allersichersten Schutz vor grossem Capitals-Risico; denn es ist meist durch einfache Rechnung die ungefähre Tiefe, in welcher die vom Ausbisse her bekannte Schichte im Schurfschachte erreicht werden wird, zu bestimmen, ja man kann sich diese Tiefe sogar selbst wählen, je nachdem man den Schacht näher oder weiter vom Ausbisse anlegt. Hat man die Schichte erreicht, und erweist sie sich in der Tiefe nicht als ölreich — dass eine und dieselbe Schichte nicht überall gleich reich ist, habe ich ja selbst oft genug betont — so wird man das Unternehmen aufgeben. Es ist dann eben ein Schurfschacht oder eine Versuchsbohrung von mässiger Tiefe, deren Kosten nicht bedeutend sind, vergeblich angelegt worden, keineswegs aber sind grosse Capitalien gefährdet.

Wirklich ins Unberechenbare aber können die Kosten gehen, wenn man es n i c h t so macht; wenn man, statt ein klar und präcise begrenztes Ziel, den Aufschluss einer bestimmten Schichte in einer bestimmten Tiefe, anzustreben, einfach blindlings in möglichste Tiefe vorzudringen sucht.

Der letztere Vorgang entspricht den Ideen derjenigen, die, ohne Rücksicht auf die zahllosen entgegenstehenden, in der Literatur schon ermüdend oft reproducirten Beobachtungsdaten und Argumente, den Ursprung des Erdöls noch immer in unergründlichen Tiefen suchen; wer solche Ideen hegt, der wird freilich Unternehmern nichts anderes anrathen können, als nur so tief als möglich hinabzuteufen, um sich dem leider nur in der Einbildung existirenden Ursprungsorte des Erdöls möglichst anzunähern.

Es ist wohl einleuchtend, dass gerade diese Art von Hypothesen wirklich als gefährlich bezeichnet zu werden verdienen.

Eine solche Hypothese ist diejenige, die Dr. St. O l s z e w s k i (Kosmos 1881, pag. 522) vorbrachte. Nach derselben soll das galizische Erdöl aus petrefactenreichen Silurschichten, die ganz willkürlich als unter den Karpathensandsteinen liegend angenommen werden, herstammen. Dr. R. Z u b e r hat bereits (Kosmos 1881, pag. 577) die wissenschaftliche Unhaltbarkeit dieser Hypothese dargethan, und ich würde kaum auf dieselbe zurückgekommen sein, wenn nicht der Zusammenhang derselben mit der in Rede stehenden Kritik (die ja unter der Chiffer „O.“ in einer von Herrn Dr. O l s z e w s k i redigirten Zeitschrift erschien) allzu klar auf der Hand liegen würde.

Ich berührte diese Kritik, insoweit es mir im Interesse der Sache geboten zu sein schien; einige persönliche Ausfälle, die sie enthält, lasse ich unerwidert.

Im Gegensatze zu diesem Kritiker des „Górnik" haben die Herren H. Walter und Dr. v. Dunikowski in ihrer bereits oben citirten Arbeit (Geol. Budowa nafton. obszaru zachodnica Gal. Karpat, Kosmos 1882) meine Ansichten über den rationellen Vorgang beim Naphthaschürfen vollkommen zu den ihrigen gemacht. Die Rathschläge, die sie im Schlusscapitel ihrer Arbeit geben, stimmen grösstentheils, zum Theile sogar buchstäblich mit den von mir gegebenen überein. Die Herren Verfasser haben aber vergessen oder vermieden, auf diesen Umstand auch nur mit einem Worte hinzuweisen. Wer sich die Mühe nehmen will, die beiden Arbeiten zu vergleichen, wird sich selbst ein Urtheil darüber bilden können, ob und inwieweit die Herren Walter und Dunikowski berechtigt seien, ihre allgemeineren auf die Naphthaschürfungen bezüglichen Principien als etwas Neues und Eigenes hinzustellen [1]).

Noch wäre hier eine grössere Arbeit von Dr. Szajnocha (Górnictwo naftowe w Galicyi, Krakau 1881) über die galizischen Petroleumvorkommnisse zu erwähnen; da dieselbe jedoch nur in polnischer Sprache erschienen ist, und mir keine Uebersetzung derselben vorliegt, so bin ich leider nicht in der Lage, die über unsere bisherige Kenntniss und Anschauung des Gegenstandes hinausgehenden Fortschritte, welche möglicherweise durch diese Arbeit bezeichnet sein können, zu würdigen.

---

[1]) Ich habe hiebei nur die polnische Ausgabe im Auge, indem mir die oben erwähnte deutsche Ausgabe, die mit der polnischen nicht in allen Punkten wörtlich gleichlautet, zu spät zukam.

Der Lauf der unterirdischen Gewässer in den devonischen Kalken Mährens.

Ein Beitrag zur Hydrographie und Hypsometrie Mährens.

Von Dr. Martin Kříž.

Zweite Abtheilung (Schluss).

Zweite Höhlengruppe.

1. Die Gewässer bei Jedovnic.

An der südöstlichen Seite des Marktfleckens Jedovnic breitet sich bei einer Seehöhe von 456·561 Meter der grosse Olšovecer Teich aus, der durch die von Kordovic, Senetařov und Pojdom kommenden Bäche, sowie durch Gewässer aus den nahen Anhöhen und Thälern gespeist wird.

Das Gefälle zu diesem Teiche ist von allen Seiten ein bedeutendes; denn die rings um denselben gelegenen, aus Grauwacke bestehenden Anhöhen haben die durchschnittliche Seehöhe von 530—560 Meter, und es beträgt demnach das Gefälle auf die unbedeutenden 3—4 Kilometer zählenden Entfernungen 80—100 Meter, und da die Grauwacke für das Wasser schwer durchlässig ist, so stürzen nach ausgiebigen Regen ganze Wassermassen in diesen Teich, um ihn zu füllen.

Dieser Teich bildet einen grossen Wasserbehälter, aus dem die Brettsäge und die Mühlen (früher auch das Eisenschmelzwerk Hugohütte), welche unterhalb derselben situirt sind, ihre Triebkraft jahraus jahrein erhalten.

In einer Entfernung von 1600 Meter (nach der photographischen Sectionscopie) von diesem Teiche sehen wir den Devonkalk bereits entblösst; eine imposante, 40 Meter hohe, zerklüftete, schroffe Felsenpartie sperrt die Wasserschlucht allseits ab. Der aus dem Jedovnicer Teiche kommende Bach stürzt hier schäumend in einen Wasserschlund bei der Seehöhe 423·575.

Wenn wir von der Seehöhe des Teichdammes

bei Jedovnic gegenüber der Brettsäge per	457·867 Meter
die Seehöhe der Oeffnung des Wasserschlundes per .	423·575 „
abziehen, so erhalten wir das Gefälle per	34·292 Meter

auf die Entfernung von 1600 Meter und somit das starke Gefälle von 2·143 Meter auf 100 Meter.

Das Niederschlagsgebiet des Jedovnicerbaches (die Anhöhen von Rudic miteingerechnet) beträgt circa 36 Quadratkilometer mit der jährlichen Niederschlagsmenge von 18 Millionen Kubikmeter.

Die unterirdischen Räume, in welche die Jedovnicer Gewässer sich verlieren, kann man nur in sehr trockenen Jahreszeiten befahren; mir war es nie vergönnt, das Bachbett trocken zu finden, so oft ich in die dortige Gegend fuhr, um meine Forschungen fortzusetzen.

Herr Dr. Wankel, als fürstlich Salm'scher Bergarzt in Blansko, hatte nicht nur Gelegenheit, die günstige Jahreszeit abzuwarten, sondern auch den nicht zu unterschätzenden Vortheil, für seine Untersuchungen die Mithilfe der Bergbeamten und Bergleute in Anspruch nehmen zu können.

Nach den Berichten des Herrn Dr. Wankel („Lotos", Prag 1860, pag. 169, und „Bilder aus der mährischen Schweiz und ihrer Vergangenheit", Wien 1882, pag. 334—344) soll die Tiefe der Wasserschlünde von dem unteren Eingange, das ist von dem Orte, wo sich das Wasser in die Felsenöffnung stürzt, bis zum Niveau (bis an die Sohle des untersten domartigen Raumes) 118 Meter betragen, und wird noch bemerkt, dass dies ein Ergebniss genauer markscheiderischer Messungen sei, und dass mit seiner Expedition die Aufgabe, diese Räume zu durchforschen, endgiltig gelöst sei.

Wenn wir diesen Angaben, welche doch auf genauen markscheiderischen Aufnahmen beruhen sollen, Glauben schenken wollen, so erhalten wir das nachstehende Resultat:

Die Seehöhe des unteren Einganges hat . . . 423·575 Meter;
die Tiefe der Abgründe soll betragen . . . . . . 118·000 „
es hat somit die Sohle des domartigen untersten Raumes die Seehöhe von . . . . 305·575 Meter.

Fragen wir nun, wo dieser Jedovnicer Bach, der hier vor unseren Augen verschwindet, an das Tageslicht trete?

Von Kiritein, einem allbekannten Wallfahrtsorte in Mähren, zieht sich in westlicher Richtung zur Svitava ein romantisches Thal von zwei Wegstunden in der Länge.

Beiläufig in der Mitte dieses Thales, 254 Schritte hinter der bekannten Grotte, býčí skála genannt, wird aus einem senkrechten Felsen wie durch eine Druckpumpe ein Bach förmlich herausgepresst; dies ist das Jedovnicer Wasser, das am Ende der býčí skála-Grotte einen tiefen Wasserbehälter bildet und die genannte Grotte abschliesst. Die Seehöhe bei dem Ausflusse des Jedovnicerbaches beträgt 297·362 Meter.

Wenn wir zu dieser Seehöhe in dem früher besprochenen Verhältnisse 0·943 : 100 Meter die Steigung des unterirdischen Baches von dem Ausflusse im Kiriteinerthale bis zu der Oeffnung des Wasserschlundes bei Jedovnic auf die Entfernung von 4400 Meter per . . . . 41·492 Meter
hinzurechnen, erhalten wir die Seehöhe der Sohle in dem untersten Raume des Jedovnicer Abgrundes mit 338·854 „

und wenn wir von der Seehöhe der Oeffnung des Wasserschlundes per . . . . 423·575 Meter
diese berechnete Seehöhe der Sohle per . . . . . 338·854 „
abziehen, so verbleibt . . . . 84·721 Meter
auf die Tiefe der Wasserschlünde.

Herr Dr. Wankel gibt jedoch deren Tiefe mit 118 Meter
an, während die von mir berechnete Tiefe . . . . 84·721 „
beträgt, so dass sich eine Differenz von . . . . . 33·279 Meter
darstellt.

Obwohl diese Differenz eine ziemlich bedeutende ist, würde ich doch den Angaben des Dr. Wankel getraut haben, da sie nach seinem Ausspruche auf genauen markscheiderischen Messungen beruhen, wenn die obige aus dieser Tiefe per 118 Meter gefundene Seehöhe der Sohle mit anderen thatsächlichen Verhältnissen hätte in Einklang gebracht werden können. Nehmen wir an, die Seehöhe jener Sohle sei . . . . 305·575 Meter;
nun wissen wir aber, dass die Seehöhe bei dem Ausflusse des Jedovnicerbaches, berechnet aus meinem Nivellement von dem Triangulirungspunkte am Stadlerberge bei Babic . . . . 297·362 „
betrage; es bliebe also auf das Gefälle von dem Ausflusse des Jedovnicer Wassers bis zur Sohle des Wasserschlundes auf die Entfernung von 4400 Meter blos 8·213 Meter.

Aber nicht genug daran, dass dies unmöglich das Gefälle eines unterirdischen Baches bei uns auf die grosse Entfernung von 4400 Meter sein könne, stellt es sich sogar heraus, dass der Bach in normalen Zeiten gar kein Gefälle haben, ja sogar zurückfliessen müsste.

Wie schon bemerkt, bildet der Jedovnicerbach am Ende der býčí skála-Grotte einen Wasserbehälter, aus dem das Wasser in einer Entfernung von 254 Schritten von dem Eingange dieser Grotte zu Tage tritt.

Am 30. Juli 1876, als ich in dieser Höhle das Nivellement vornahm, hatte das Niveau des Wassers die Seehöhe . . . . 304·618 Meter;
es pflegt jedoch der Wasserstand daselbst im Frühjahre und Herbste um 1—2 Meter höher zu sein, daher 306·618 „
in welchem Falle, da die Sohle in den Jedovnicer Abgründen nach Dr. Wankel blos . . . . 305·575 „
haben soll, die Jedovnicer Gewässer zur býčí skála nicht nur kein Gefälle haben würden, sondern zurückfliessen müssten.

Bei grossen Regengüssen oder wenn im Frühjahre der Schnee schmilzt, steigt in der býčí skála das Wasser in dem Wasserbehälter bis zur Seehöhe . . . . 308·947 Meter, fliesst dann durch die Grotte, überschwemmt die Vorhalle und dringt beim Eingange heraus.

In den Tagen 19.—22. Juni 1883 war der Andrang des Wassers in der býčí skála so gross, dass die Thüre, womit der Eingang geschlossen war, eingerissen und fortgeschwemmt wurde; vor der býčí skála

selbst wurden förmliche Schluchten von den herausstürzenden Gewässern gebildet.

Hätte also das Jedovnicer Wasser in den unterirdischen Räumen kein Gefälle, und käme eine Ueberschwemmung, so würden die Jedovnicer Abgründe bald mit Wasser vollgefüllt sein, und die Katastrophe, von der weiter gesprochen wird, hätte sich schon längst und vielmals ereignet.

Die Ueberschwemmungen vom 19.—22. Juni 1883 und die von mir hierüber in den Höhlsystemen gesammelten Erfahrungen würden dies, wenn es nicht augenscheinlich wäre, genugsam darthun.

Ich habe im Jahre 1878 über die unterirdischen Gewässer in Mähren eine Monographie unter dem Titel „O někerých jeskyních na Moravě a jich podzemních vodách“ (Ueber einige Höhlen in Mähren und über deren unterirdische Gewässer) herausgegeben und daselbst auf pag. 94 aus den Daten meines Nivellements die Tiefe der Jedovnicer Abgründe mit 83·460 Meter berechnet.

In dem erwähnten Werke des Herrn Dr. Wankel, „Bilder aus der mährischen Schweiz und ihre Vergangenheit“, ist auf S. 340 ein Verticaldurchschnitt der Jedovnicer Abgründe enthalten.

Wenn wir nun den Zirkel in die Hand nehmen und die verticale Tiefe von dem unteren Eingange *B* (das ist eben jener Wasserstand mit der Seehöhe 423·575 Meter) bis zum Wasserbehälter oder zur Sohle nach dem beigefügten Massstabe abmessen, so erhalten wir 83—84 Meter, was mit meiner berechneten Tiefe also vollkommen und gewiss merkwürdigerweise übereinstimmt; und dennoch wird vom Herrn Dr. Wankel auf pag. 344 behauptet, dass genaue markscheiderische Aufnahmen bis zum Niveau des Wassers 118 Meter senkrechte Tiefe ergaben, und beigefügt, dass dies das Niveau des Josefsthales sei (beim Ausflusse des Jedovnicerwassers). So stand also meine berechnete und jene aus dem obigen Plane entnommene Tiefe von 83—84 Meter jener vom Herrn Dr. Wankel angegebenen Tiefe von 118 Meter entgegen.

Ich unternahm daher mit Herrn Florian Kondelka am 7. August d. J. eine Expedition in die Jedovnicer Abgründe, und zwar durch den oberen Eingang bei der Seehöhe 449·855 Meter.

Das Resultat derselben war (die nähere Beschreibung siehe in den Mittheilungen der Section für Höhlenkunde des österreichischen Touristen-Club, Nr. 3, 1883), dass wir die Seehöhe des in einer Art Mulde stehenden unterirdischen Wasserbettes in den unteren Räumen dieser Höhlen mit . . . . 339·085 Meter
fanden; es betrug also die Tiefe von dem oberen Eingange (*A*) per . . . . 110·770 „
und da dieser Eingang um . . . . 26·280 „
höher liegt als der Eingang zur unteren Höhle (*B*), so ist von diesem die senkrechte Tiefe bis zum Wasserniveau . . . . 84·490 Meter
während ich im Jahre 1878 in jener Monographie selbe mit . . . . 83·460 Meter
berechnete.

Ueber diese Uebereinstimmung zwischen Rechnung und Wirklichkeit staunten wir nicht wenig.

Da die Felsenpartie, in der sich mehrere Oeffnungen zu den Abzugscanälen des Jedovnicer Wassers befinden, das Thal vollkommen abschliesst, so drängt sich die Frage auf, was wohl geschehen würde, wenn sich der unterirdische Gang verstopfen, oder die Eingänge zu demselben in Folge der Einstürze von Felsblöcken verrammeln würden; denn weder das erstere noch das letztere ist unmöglich. In diesem Falle würde eine grosse Katastrophe den unteren Theil von Jedovnic und Kiritein erreichen und die Rudicer Schächte theilweise unter Wasser setzen.

Der Jedovnicer Teich liegt, wie schon gesagt, bei der Seehöhe . . . . 457·867 Meter
die Seehöhe der Felsenpartie oberhalb der Jedovnicer Wasserschlünde hat dagegen die Seehöhe . . . . 460·575 „
es könnte also die ganze von dem Teiche bis zu jener Felsenspitze reichende Thalschlucht sich mit Wasser füllen.

Die Anhöhen von Jedovnic und Rudic schliessen dieses Kesselthal bis zur Seehöhe von 520—550 Meter ab und lassen nur drei Sättel übrig, und zwar den gegen Lažanek zu führenden Einschnitt mit der Wasserscheide bei der Seehöhe 484·933 Meter, das von dem Olšovecer-Teiche gegen Račic zu sich erstreckende Thal mit der Wasserscheide von circa 480—490 Meter (nach der Karte), und schliesslich das ehemals den Jedovnicer Gewässern zur Ableitung dienende, nach Kiritein führende Thal,

Dieses hat bei seinem Beginne (bei der Abzweigung von der bezeichneten Jedovnicer Wasserschlucht) die Seehöhe von 459·574; es ist hier somit der niedrigste Punkt in der ganzen Umgebung von Jedovnic, über welchen hinaus die Gewässer ihren Ausgang finden würden.

In diesem Falle nun würden unter Wasser gesetzt:

a) die Mühle des Matuška bis hoch über die Giebel des Hausdaches; ebenso

b) die Gebäude des ehemals im Betrieb gewesenen Schmelzwerkes Hugo-Hütte; und

c) der grösste Theil der dem Julineck gehörigen Mühle und der untere Theil von Jedovnic.

Die Gewässer würden sich dann gegen Kiritein zu wälzen und hier die an dem Bache gelegenen Häuser nicht nur unter Wasser setzen, sondern bei dem grossen Gefälle desselben (62 Meter) auch niederreissen.

Eine ähnliche Katastrophe könnte bei einer grossen Ueberschwemmung (wie solche im Juni 1883 war) dann eintreten, wenn aus irgend welchem Grunde die Gewässer durch die býčí skála nicht ablaufen könnten, weil der niedrige Ausfluss des Jedovnicer Wassers im Josefsthale nicht hinreichen würde, die zuströmmenden Massen abzuleiten.

So füllte sich im Juni l. J. die býčí skála bei dem Umstande, als die eine Oeffnung vermauert, die andere mit einer starken Thüre versperrt war, einige Meter hoch mit Wasser an und bildete in der

Vorhalle einen hohen See, der durch ein oberhalb des Thüreinganges befindliches Felsloch die Ableitung fand, bis endlich durch Wasserdruck die Thür aus den Angeln ging und fortgerissen wurde.

Ob denn aber die Jedovnicer Gewässer auch die býčí skála passiren, beziehungsweise hier ein Wasserbecken bilden, aus dem das Wasser in einer Entfernung von 254 Schritten unterhalb des Eingangs zur býčí skála aus einer niedrigen Felsenöffnung hervorbricht?

Es muss zuvor bemerkt werden, dass nicht nur die Gewässer des Jedovnicer-Teiches durch den sichtbaren Bach in die unteren Räume der Jedovnicer Abgründe gelangen, sondern dass es bei Rudic und Jedovnic mehrere Erdfälle (závrtky) gibt, durch welche die Gewässer das tiefe unterirdische Wasserniveau zu erreichen streben; so auf der Ostseite von Rudic, 115 Schritte vom Brunnen, bei der Seehöhe 478·409 Meter, dann die 3 Klimovy závrtky im Westen von Jedovnic bei der Seehöhe 471·375 Meter.

Hiebei müssen wir auch auf den Umstand Rücksicht nehmen, dass in den bei Rudic abgeteuften Eisenschächten keine Grundwässer zu finden sind; dieses Wasser wird also ebenfalls die tiefer gelegene Etage aufsuchen.

Nach meinem Nivellement beträgt die Seehöhe bei dem Glockenhause in Rudic (und das ist die mittlere Höhe der Schächte)	493·269 Meter
der tiefste Schacht in diesem Jahre hat die Tiefe .	140 „
geht sonach bis zur Seehöhe	353·269 Meter;
und da das unterirdische Wasserniveau die Seehöhe .	339·085 „
hat, so haben die Grubenwässer noch	14·184 Meter

herabzusteigen, bevor sie das unterirdische Bachbett erreichen.

Hiezu kommen noch jene Niederschläge zuzurechnen, die auf dem Wege zwischen der býčí skála und den Jedovnicer Abgründen durch Spalten und Löcher mit jenen unterirdischen Gewässern sich vereinigen.

Würden diese Gewässer bei dem Ausflusse im Josefsthal nicht zu Tage treten und die býčí skàla passiren, beziehungsweise hier ein Wasserbecken bilden, dann müssten diese entweder wo anderwärts hervorquellen (was nicht der Fall ist) oder sich unterirdisch mit den Kiriteiner Gewässern verbinden und mit diesen zu Tage erscheinen.

Würde das letztere der Fall sein, so müsste man fragen, woher die Gewässer in die býčí skála und zum Ausflusse unterhalb derselben kommen?

Ueberdies kann man im Hochsommer, in Jahren der Trockenheit, wenn der Wasserspiegel im Jedovnicer Teiche sinkt und die animalischen und vegetabilischen Substanzen daselbst zu faulen beginnen, an dem entsetzlichen Geruche, den diese in dem Jedovnicer Bache bei seinem Herabstürzen in den Wasserschlund verbreiten, sofort auch das stinkende Wasser in dem Wasserbehälter in der býči skála und bei dem Ausflusse mit dem ersteren als identisch erkennen, ohne sich in hypsometrische und hydrographische Studien einlassen zu müssen.

2. Die Gewässer von Kiritein.

Aus den gegen Jedovnic zu sich erstreckenden Waldungen sammelt sich in den breiten Wiesengründen des Kiriteinerthales ein Bächlein, das direct gegen Süden die Gewässer dem berühmten Wallfahrtsorte zuführt und sich mit dem von Klein- und Gross-Bukovina und von Proseč kommenden Bache bei der Seehöhe 398·287 Meter vereinigt.

Diese vereinigten Gewässer wenden sich dann unter dem Namen Kiriteinerbach in das gegen Adamsthal führende Thal.

In einer Entfernung von circa 2000 Schritten von Kiritein sehen wir in diesem Thale auf der linken Seite des Fahrweges einen Erdfall und auf der rechten das trockene Bachbett; der murmelnde Bach ist verschwunden.

Wir erblicken in dem Felsen eine Spalte, in der man nur mühsam weiterkriechen kann, und gelangen alsbald zu einem capellenartigen Raume, in welchem der Bach zwischen Steinblöcken in die Tiefe sich stürzt.

Die Seehöhe der Oeffnung dieses Wasserschlundes, zu dem man übrigens auch durch jenen Erdfall gelangen kann, beträgt . . . . 373·542 Meter.

Im Jahre 1864 untersuchte ich diesen Schlund und fand in einer Tiefe von 20 Meter einen kleinen, circa 4 Meter hohen Hügel frischer Anschwemmung und an der untersten Stelle einen Wassertümpel, aus welchem ganz enge Spalten gegen Westen führten; diese Stelle hatte somit eine Seehöhe von . . . . 349·542 „

Dieses Kiriteiner Wasser nun tritt nach einer unterirdischen Wanderung durch uns unbekannte Räume, vermehrt noch durch Gewässer, die in einige bei Babic befindliche Erdfälle gelangen, und durch Niederschläge, welche durch die Spalten des Devons herabsickern, in einer Entfernung von 850 Schritten vor der býčí skála bei der Seehöhe von 312·357 Meter aus der südlichen Berglehne hervor und vereinigt sich dann unterhalb der býčí skála mit dem an das Tageslicht tretenden Jedovnicer Wasser, um bei Adamsthal in die Svitava einzumünden.

An zwei Stellen jedoch ist es möglich, diesen unterirdischen Bach wahrzunehmen, nämlich in dem Abgrunde der Höhle Výpustek und dann 80 Schritte vor dem Ausflusse des Wassers in einer Felsenöffnung.

Das Niederschlagsgebiet für diese Kiriteiner Gewässer wird circa 36 Quadratkilometer betragen und an 18 Millionen Kubikmeter jährlicher Niederschläge umfassen.

Wie erwähnt, beträgt die Seehöhe des Kiriteinerbaches bei dem Ausflusse unweit der býčí skála . . 312·357 Meter;
wenn wir hiezu auf die Entfernung von 2800 Meter von dem Ausflusse bis zu dem genannten Wasserschlunde die Steigung des unterirdischen Bachbettes im Verhältnisse 0·943 : 100 per . . . . 26·404 „
hinzurechnen, so erhalten wir . . . . 338·761 Meter
als die Seehöhe des Wasserniveaus in dem Kiriteiner Wasserschlunde.

Nun habe ich aber diese Seehöhe oben mit . . 349·542 Meter
bestimmt, während selbe nur . . . . 338·761 „
sein solle, woraus folgt, dass noch eine Steigung von 10·781 Meter
hier sein müsste, oder, was wahrscheinlicher ist, die angeschwemmte Ablagerung wird hier eine so hohe Schichte bilden.

In Zeiten des Hochwassers vermag dieser Wasserschlund die andrängenden Wassermassen nicht zu fassen, und diese wälzen sich dann durch das wilde Bachbett gegen Adamsthal zu.

Von diesem Schlunde 500 Schritte entfernt liegt die berühmte Výpustekhöhle.

In derselben finden sich die in der neuesten Zeit eröffneten Eingänge zu einigen Nebenstrecken, die zu Abgründen führen.

Ich habe im Jahre 1876 den in der Nähe des Einganges befindlichen Abgrund (zu den anderen waren die Eingänge verschüttet) untersucht und dessen Tiefe mit 22 Meter gefunden; den Boden bedeckten Kalkblöcke und feuchter Lehm; durch enge Spalten pflegte das Wasser abzulaufen.

Ich habe in meiner obigen Monographie „O některých jeskyních na Moravě a jich podzemních vodách 1878“ auf Seite 92 bezüglich der Tiefe der Abgründe daselbst die Behauptung aufgestellt, dass dieselben hier eine Tiefe von 47·85 Meter haben müssen.

Erst im Juni d. J. liess der Herr Oberförster Heinz aus Babic, unter dessen Leitung die von der prähistorischen Commission der k. k. Akademie der Wissenschaften in Wien angeordneten Grabungen in Výpustek vorgenommen wurden, einen von diesen Abgründen, zu dem der verschüttet gewesene Eingang ausgeräumt worden war, durch den Arbeiter Blažík aus Babic befahren, und wurde hiebei constatirt, dass thatsächlich in der Tiefe von 47·50 Meter ein unterirdischer Bach die unteren Räume durchfliesse.

Wenn wir nämlich zur Seehöhe bei dem Ausflusse
des Kiriteiner Wassers per . . . . 312·357 Meter
die Steigung bis zu dem Výpustek-Abgrunde auf die
Entfernung von 2400 Meter (0·943 : 100) per . . . 22·632 „
hinzurechnen, so erhalten wir für das unterirdische
Wasserniveau die Seehöhe von . . . . 334·989 Meter.
Nun ist die Seehöhe des Ganges gegenüber dem
Abgrunde . . . . 382·386 „
ziehen wir hievon die Seehöhe des unterirdischen
Wasserniveaus . . . . 334·989 „
ab, so erhalten wir auf den Abgrund die Tiefe von . 47·397 Meter.

Bevor wir diese Umgebung verlassen, ist es nothwendig, noch zu erwähnen, dass in einer Entfernung von 185 Schritten vor dem Kiriteiner Wasserschlunde sich auf dem Nordabhange ein kleiner Abgrund befinde, den man Vokounka nennt.

Derselbe liegt bei der Seehöhe . . . . 389·803 Meter,
und man kann in demselben mittelst Strickleiter auf . 18 „
also zur Seehöhe . . . . 371·803 Meter
herabfahren.

Allein dieser Abgrund steht in unterirdischer Verbindung mit dem Kiriteiner Wasserschlunde und mit den Abgründen des Výpustek, und seine Gesammttiefe (bis zum Wasserniveau) wird daher 51 Meter betragen.

Diese unterirdischen Räume füllen sich in Zeiten des Hochwassers an und bilden communicirende Gefässe, deren Wassersäulen über 30 Meter hoch sind und dann nach und nach ablaufen.

Von dem Ausflusse des Kiriteinerbaches von der Seehöhe	312·347 Meter
bis zur Vereinigung desselben mit dem Jedovnicer Bache bei der Seehöhe	297·392 „
haben wir ein Gefälle von	14·995 Meter
auf 800 Meter, daher auf 100 Meter ein Gefälle von	1·874 „

Diese vereinigten Gewässer betreiben auf ihrem Laufe Mahl- und Pulvermühlen, Eisenschmelzhütten und münden dann bei Adamsthal bei der Seehöhe 235·708 in die Svitava, und beträgt das Gefälle auf einer Entfernung von 3000 Meter im Ganzen 61·654, so dass auf 100 Meter ein Gefälle von 2·055 Meter entfällt — gewiss ein bedeutendes Gefälle.

Dritte Höhlen-Gruppe.

Oestlich von dem in Mähren wegen seines Obst- und Geflügelhandels berühmten Marktflecken Lösch (Líšeň) zieht sich ein reizendes Thal theils im Devonkalke, theils in der Grauwacke circa fünf Kilometer gegen Norden und wird durch den nie versiegenden krystallklaren Bach „Říčka“ bewässert.

Diese Říčka tritt aus einem weissgrauen Kalkmassiv (lysá hora, Kahlenberg) eine kleine halbe Stunde von Ochoz und eine gute Stunde im Norden von Lösch an das Tageslicht und treibt sogleich drei Mahlmühlen, die an ihrem Oberlaufe sich befinden.

Es macht einen eigenthümlichen Eindruck, wenn im Sommer sämmtliche Bäche der Umgebung versiegt sind, die Bachbette ausgetrocknet erscheinen, grosse Dürre und Wassermangel überall herrschen, und man bei diesem Quellenursprunge unter dem Schatten üppiger Vegetation nachdenkt, woher denn diese Gewässer wohl kommen mögen.

Ich will es versuchen, diese Frage im Nachstehenden zu beantworten und hiemit auch jene über die unterirdischen Gewässer in unserem Höhlensystem zu schliessen.

Wie schon gesagt, entspringt die Říčka in der lysá hora; dieser Kalkberg nun, sowie jener der nordöstlich liegt und durch das Ochozerthal von ersterem getrennt erscheint (pod svatými schody), sowie endlich der Berg Díravica, in welchem sich die berühmte Ochozerhöhle befindet, schliessen ein durch viele Spalten mit einander verbundenes Wasser-Reservoir, aus dem bei dem Říčka-Ausflusse die Gewässer einen regelmässigen Ablauf finden.

Nachstehende Bäche sind es, die jenes Wasser-Reservoir speisen:
der Hostěnicerbach,
„ Hadekerbach,

der Ochozerbach, zusammen mit einem Niederschlagsgebiete von etwa 40 Quadrat-Kilometer und einer jährlichen Niederschlagsmenge von etwa 20 Millionen Kubikmeter.

1. Der Hostěnicerbach.

Derselbe wird aus den Niederschlägen gebildet, welche von den Anhöhen, die rings um Hostěnic liegen (kněží hora, kalečník, Hostěnický les), herabkommen und sich an der Westseite des Dorfes bei der Seehöhe 378·622 vereinigen.

Kaum dass dies geschehen, beginnt bereits die aufsaugende Thätigkeit des Devonkalkes, der in einer kurzen Entfernung von Hostěnic blossgelegt erscheint, das Wasser des Baches beginnt abzunehmen, um dann in einer von Kalkfelsen umschlossenen Bucht (etwa 500 Meter im Westen von Hostěnic) bei einer Seehöhe von 366·096 in einem Wasserschlunde (propadání) zu verschwinden.

Dieses Saugloch pflegt gewöhnlich mit Schlamm bedeckt zu sein, und man sieht nur, dass das Wasser in wirbelnder Bewegung in denselben hinabgleitet.

Es bestand aber ehemals noch ein anderer Wasserschlund, und zwar in der diesem Saugloche gegenüberliegenden Felsenpartie, den ich im Jahre 1864 befuhr und hier bald mein Leben eingebüsst hätte.

Durch diesen Wasserschlund pflegen die Gewässer bei Ueberschwemmungen in die tiefer liegende Etage zu gelangen.

Derselbe öffnete sich im Monate Juni 1879, als eine seit Menschengedenken nie dagewesene Ueberschwemmung das Hostěnicerthal heimsuchte und furchtbare Verheerungen verursachte.

Wenige Tage nach dieser Ueberschwemmung besuchte ich diese Gegend und fand, dass sich die ganze Felsenpartie gesenkt hat; der noch angeschwollene Bach stürzte brausend zwischen riesigen Kalkblöcken in unbekannte Spalten.

Von da ging ich durch den in das Hadeckerthal führenden kamenný žlíbek (Steinschlucht) und vernahm von weitem schon aus der Ochozerhöhle ein starkes Tosen, das ich mir anfangs nicht recht erklären konnte.

Angelangt am Eingange der Höhle, sah ich das Eisengitter, womit die Höhle abgesperrt zu werden pflegt, aufgerissen, in der Mitte gebogen, und die aus Quadern bestehenden Thürpfosten ausgehoben; ein respectabler Bach stürzte sich in einer Entfernung von 8 Meter vom Eingange in eine etwa $^1/_2$ Meter grosse Oeffnung und verschwand.

Das ist der Hostěnicerbach, der durch die Ochozerhöhle fliesst, daselbst an mehreren Stellen an Sauglöcher einen Theil seines Wassers abgibt und schliesslich in das genannte Loch hinabfällt.

Der Müller aus der Hadeckermühle, sowie der Revierförster erzählten mir, dass zur Zeit der Ueberschwemmung aus der Oeffnung der Ochozerhöhle eine solche Wassermasse mit grosser Gewalt herausgepresst wurde, dass es unmöglich war, sich zu nähern, und dass es gerade so aussah, als wenn man aus einem ungeheuren vollgefüllten Fasse den Spund herausgezogen hätte, wo dann die Flüssigkeit weithin geschleudert wird.

Dieser Beschreibung entsprach auch das vor dem Eingange bis auf die Kalkblöcke aufgerissene Bachbett.

Dieselbe Erscheinung wiederholte sich nach der Ueberschwemmung im Monate Juni 1883, die eine solche Masse Sand und Gerölle in die vorderen Theile der Höhle eingeführt hatte, dass es unmöglich war, dieselbe zu besuchen.

Wie lässt sich alles dieses erklären, und wie stehen diese Gewässer mit der Říčkaquelle in Verbindung?

Wie schon oben erwähnt wurde, beträgt die Seehöhe bei dem Wasserschlunde nächst Hostěnic . . .	366·096 Meter
während der Höhleneingang die Seehöhe von . . .	317·368 „
hat, so dass wir hier ein Gefälle von	48·728 Meter
haben.	
Wenn wir von diesen	48·728 Meter
die Steigung im Verhältnisse 0·943 : 100 auf die Entfernung von dem Höhleneingange bis zu dem Hostěnicer Wasserschlunde per 850 Meter, also	8·015 „
abziehen, so verbleibt uns noch der Rest von . . .	40·713 Meter
auf einen Abgrund unter den Wasserschlünden.	

In Zeiten des Hochwassers füllt sich rasch die enge Bucht, in der die Hostěnicer Wasserschlünde sich befinden, die angesammelte Wassermasse öffnet sich in Folge des eigenen Druckes die etwa mit Schlamm verstopften Canäle, und die Gewässer stürzen dann in die 40 Meter tiefer gelegene Ochozerhöhle. Nun ist die über 80 Meter lange Strecke dieser Höhle vom Eingange in das Innere hinein niedrig und eng, während die weiteren Räume hoch und breit sind, was zur Folge hat, dass die in diesen grossen Räumen angesammelten Gewässer nicht so schnell abfliessen können, dass sie sich hier ansammeln und diese Räume sonach einem ungeheueren Gebünde gleichen, aus dem durch die Eingangsöffnung wie aus einem grossen Spundloche die Gewässer herausgetrieben werden.

Aus dem Obengesagten geht schon hervor, dass die Räume der Ochozerhöhle sich bis zur Decke mit Wasser füllen können.

Sollte das Wasser bei den Wasserschlünden nicht hinlänglich rasch hinabstürzen können und würde sich die Bucht über 5 Meter (bis zur Seehöhe von 371·237 Meter) mit Wasser füllen, dann erreicht dasselbe den kamenný žlibek (Steinschlucht) und würde durch diesen dem Říčkathale zueilen, und da die ersten Häuser von Hostěnic auf der Westseite (Nr. 42 und 72) bei der Seehöhe von 381·987 Meter gelegen sind, so erscheint Hostěnic gegen eine Katastrophe, welche aus den angesammelten Gewässern zu entstehen pflegt, gesichert.

In normalen Zeiten fliesst also der Hostěnicerbach durch die Ochozerhöhle und wird von mehreren Sauglöchern aufgenommen.

Von da gelangen die Gewässer in die Wasserbehälter der Říčkaquelle unter der lysá hora, und wenn diese gespannt sind, so wird das Wasser von den Sauglöchern nicht mehr aufgenommen und fliesst durch die Ochozerhöhle heraus, tritt sogar an mehreren Stellen im wilden Bachbette aus der Erde aus; denn die Seehöhe bei der Ochozer-



höhle ist . . . . 317·368 Meter
während jene bei der Říčkaquelle . . . . 301·909 „
beträgt; wir haben hier somit ein Gefälle von . . . 15·459 Meter.
Ziehen wir hievon die Steigung des unterirdischen Bachbettes in dem bekannten Verhältnisse auf die Entfernung von 900 Meter per . . . . 8·487 Meter
ab, so verbleiben uns . . . . 6·972 Meter
auf die Tiefe der Sauglöcher in der Ochozerhöhle.

Einen solchen kleinen Abgrund finden wir thatsächlich am Ende der ersten Nebenhöhle, wohin die Gewässer durch die Sauglöcher vor dem Eingange gelangen, und da in demselben manchesmal Wasser steht, so folgt daraus, dass dann die Wasserkammern mit Wasser gefüllt erscheinen und mit diesem Wasserbehälter in Verbindung stehen.

Der Hostěnicerbach ist für die Füllung der Říčka-Wasserreservoire von grosser Wichtigkeit, weil von den Hostěnicer Gewässern nur in Zeiten der Ueberschwemmungen durch den Wildbach ein Theil der Gewässer verloren geht, während in normalen Zeiten die ganze Wassermasse diesen unterirdischen Behältern zugeführt wird.

Wenn übrigens der Hostěnicerbach im Sommer austrocknet, so fliessen doch die Niederschläge durch die Spalten des Devonkalkes des Díravicaberges, sammeln sich in den untersten Räumen unter der Ochozerhöhle und rieseln so zu der Říčkaquelle, dieselbe mit Wasser zu versorgen helfend.

2. Der Hadekerbach (auf der Karte Říčkabach).

Derselbe entspringt in den über 7 Kilometer von den erwähnten Wasserkammern entfernten Wäldern und Wiesen von Račic und Klein-Bukovina bei einer Seehöhe von 440 Meter, eilt schnell von den Anhöhen herab und hat bei der Hadekermühle bereits die Seehöhe von 332·631 Meter erreicht, wo er vor der Mühle einen Teich bildet.

Unterhalb der Mühle in einer Entfernung von 700 Schritten von derselben ist im Bachbette bei einer Seehöhe von 321·581 Meter ein Saugloch, in welchem gewöhnlich der Hadekerbach dasselbe umkreisend verschwindet; nur wenn der Bach anschwillt, das Saugloch daher die Wassermassen aufzunehmen nicht im Stande ist, oder sich verstopft, fliesst das Wasser durch den Wildbach und entgeht so den Mühlenbesitzern.

Dieselben pflegen daher zeitweise diesen kleinen Wasserschlund zu reinigen.

Die Seehöhe bei diesem Wasserschlund ist . . 321·581 Meter
jene bei dem Ausflusse der Říčka . . . . 301·909 „
wir haben hier also ein Gefälle von . . . . 19·672 Meter
auf eine Entfernung von 1300 Meter.

Wenn wir hievon die Steigung des unterirdischen Bachbettes in dem obigen Verhältniss (0·943 : 100 Meter) per . . . . 12·259 Meter
abziehen, so bleibt blos . . . . 7·413 Meter
auf die Tiefe jenes Sauglоches.

Es sind zwar in diesem Bachbette auf der Strecke bis zur Ochozerhöhle noch mehrere Spalten, in denen ein Theil des Wassers sich verliert; allein von grösster Wichtigkeit scheint mir eine kleine Strecke etwa 50 Schritte hinter der Ochozerhöhle zu sein.

Als ich im Herbste des Jahres 1881 zu der Ochozerhöhle fuhr, war der Hadekerbach angeschwollen, der Teich vor der Hadekermühle voll Wasser, die Wiesen vor demselben standen unter Wasser, unsere Pferde überschritten den Wildbach an mehreren Stellen, das Wasser reichte ihnen bis über die Knie. Durch die Ochozerhöhle floss der Hostěnicerbach, und dennoch fanden wir das wilde Bett des Hadekerbaches in einer Entfernung von etwa 50 Schritten südlich von der Ochozerhöhle trocken; mit Staunen betrachtete ich das von der Hadekermühle kommende Wasser, wie es, auf dieser Strecke angelangt, wie in Folge eines Zauberspruches in der Erde verschwand. Auch hier ist das unterirdische Bachbett in einer Tiefe von etwa 5—6 Meter.

Von dem Eingange in die Ochozerhöhle 130 Schritte nordwestlich liegt in der Berglehne „pod svatými schody" (heilige Stiege) eine in mehrfacher Beziehung interessante Höhle, vlčí (Wolfs-), netopyří (Fledermaushöhle), bei einer Seehöhe von	325·527 Meter,
während das Bett des Hadekerbaches gegenüber derselben die Seehöhe von	319·297 „
hat, so dass die Höhle	6·230 Meter

über der Thalsohle gelegen ist.

Die genannte Höhle liegt 1000 Meter von dem Ausflusse des Říčkabaches, und da der Eingang dieser Höhle die Seehöhe von	325·527 Meter
hat, der Ausfluss des Říčkabaches dagegen die Seehöhe von	301·909 „
so haben wir hier ein Gefälle von	23·618 Meter.
Wenn wir hievon auf der Strecke per 1000 Meter die Steigung per	9·430 Meter
abziehen, so verbleiben	14·188 Meter

auf einen etwaigen Abgrund in der Wolfshöhle.

Thatsächlich finden wir in derselben den Boden mit grossem Kalk bedeckt, zwischen welchem man gleich am Anfange der Grotte links in einer Tiefe von 12 Meter auf Schlamm und am Ende der Höhle in einer Tiefe von etwas über 14 Meter auf ein unterirdisches Bächlein gelangt.

Was ist das für ein Bächlein, und wie hoch kann hier das Wasser steigen?

Es ist ein Theil der Gewässer des Hadekerbaches und zugleich der durch Spalten in dem Berge pod svatými schody herabgesickerten Niederschläge, welche auch dann noch ein kleines Bächlein bilden, wenn der Hadekerbach trocken ist.

Die Gewässer in dieser Grotte können offenbar nur dieselbe Höhe erreichen, wie solche die Gewässer des wilden Baches bei der Höhle haben, also bis zur Seehöhe von	319·297 Meter;

da nun die Seehöhe bei dem Říčkaausflusse	301·909 Meter
ist, und die Steigung bis zur Höhle selbst	9·430 „
beträgt, so hat das unterirdische Bachbett daselbst die Seehöhe von	311·339 Meter
und die Gewässer können daher hier eine Höhe von .	7·958 Meter,

vergrössert noch durch den jeweiligen Wasserstand im wilden Bachbette, erreichen.

3. Der Ochozerbach.

Von den im Norden von Ochoz gegen Březina, Kiritein und Babic sich ziehenden Anhöhen sammelt sich ein Bach in einer Entfernung von etwa 3 Kilometer oberhalb Ochoz, trennt dann die nebeneinander liegenden Gemeinden Obec und Ochoz, fliesst in südöstlicher Richtung auf dem Rothsandstein; sobald nun das Wasser diesen verlassen und in dem engen Thale zwischen der lisá hora und dem Berge pod svatými schody den Devonkalk betreten hat, beginnt auch schon die Anziehungskraft der tiefer liegenden unterirdischen Räume unter der lysá hora ihre Wirkung zu äussern.

Wenn auch in diesem anmuthigen Thale ausgebildete Wasserschlünde nicht wahrzunehmen sind, so muss es doch eine ansehnliche Anzahl von Sauglöchern und Saugspalten geben, weil das Bachwasser gewöhnlich früher versiegt, bevor es das wilde Bett im Hadekerthale erreicht, mit dem sich das Thal von Ochoz und jenes von Hostěnic in einer Entfernung von 750 Schritten oberhalb des Říčkaausflusses vereinigt.

Während sämmtliche Gewässer im Devonkalke eine südwestliche Richtung haben und sich mit der Svitava nicht weit von deren Uebertritte auf den Syenit vereinigen, macht die Říčka hievon eine Ausnahme. Diese nimmt nach dem Ausflusse aus der lisá hora eine südliche, mit der Svitava parallele Richtung, belebt das enge, gegen Kritschen (Podolí) zu führende und hier sich ausbreitende Thal, vereinigt sich dann noch mit einigen Nebenbächen, um schliesslich unter dem Namen Césawa bei Seelowitz nach einem oberirdischem Laufe von etwa 25 Kilometer mit der Schwarzawa sich zu verbinden.

Bemerkungen zu den Seehöhen.

In der zweiten Höhlengruppe haben wir im Nordwesten von Babic im offenen Felde auf einer mässigen Anhöhe einen Triangulirungspunkt mit der Seehöhe 495·800, auf der neuen Specialkarte 500 und auf der photographischen Sections-Karte mit 500·4 Meter, also beinahe um 5 Meter erhöht.

Ich habe sämmtliche in dieser Gruppe durch mein Nivellement bestimmten Seehöhen, beginnend mit der Basis des eisernen Kreuzes, welches auf der Nordseite der Jedovnicer Kirche steht, bis zu der Říčkaquelle im Löscherthale auf diesen Triangulirungspunkt, genannt na stádlech (na stávadlech = Standort für Herden), auf der Karte Stadlerberg genannt, reducirt.

Von der Říčkaquelle ausgehend, habe ich dagegen die in der 1. Gruppe noch befindlichen wichtigeren Punkte mit dem in der Nähe Brünns im Nordosten von Maloměric gelegenen Triangulirungspunkt am Hadiberge (richtiger na hádech) mit 416·770 Meter (jetzt auf den Spezialkarten 423 Meter) verbunden und reducirt, wobei ich nochmals hervorhebe, dass ich die alten Höhenangaben beibehalten habe, und dass daher jede meiner Seehöhen, falls selbe mit der auf der neuen Specialkarte angegebenen verglichen werden sollte, vorerst um 5 Meter erhöht werden muss.

I. In der Umgebung von Jedovnic und Rudic.

Nr.		Meter
1.	Basis bei dem hölzernen Kreuze auf dem von Ostrov nach Jedovnic führenden Feldwege	507·082
2.	Die von Ostrov nach Jedovnic führende Strasse auf dem Plateau bei der Vereinigung mit dem von Ostrov kommenden Wege	524·990
3.	Die von Ostrov nach Jedovnic führende Strasse an dem Punkte der Einmündung des von Vilimovic führenden Feldweges in dieselbe	528·765
4.	Basis bei dem eisernen Kreuze an der Nordseite der Jedovnicer Kirche	501·180
5.	Basis bei dem Kirchenportale in Jedovnic	495·576
6.	Strasse gegenüber dem Rathhause in Jedovnic	466·190
7.	Strasse gegenüber dem Wirthshause „Vlastimil" in Jedovnic	460·862
8.	Fahrweg am Teichdamme Olšovec unweit der Brettsäge	457·867
9.	Wasserspiegel (normaler) im Teiche „Dymák" bei Jedovnic	450·263
10.	Strasse bei der Mahlmühle Julineks bei Jedovnic	448·635
11.	Strasse auf der steinernen Brücke über dem zur Schmelzhütte führenden Jedovnicerbache	443·419
12.	Die Holzbrücke vor der Hugohütte	438·007
13.	Das Bachbett bei der Hugohütte	435·607
14.	Wasserschlund des Jedovnicerbaches (Eingang zur unteren Höhle)	423·575
15.	Eingang zur oberen Höhle der Jedovnicer Abgründe	449·855
16.	Höhlengang unter dem ersten Abgrunde *A* in dieser	421·295
17.	Höhlengang unter dem zweiten Abgrunde *B* in derselben	395·825
18.	Höhlengang unter der Stufe *C* derselben	384·585
19.	Wasserniveau der Jedovnicer Wasserschlünde	339·085
20.	Die Felsspitze oberhalb der Jedovnicer Wasserschlünde	460·575
21.	Feldweg bei dem Erdfalle im Osten von Rudic (150 Schritte vom Brunnen)	478·409
22.	Saugloch in diesem Erdfalle	474·109
23.	Feldweg bei dem im Osten von Rudic gelegenen Brunnen (in der Nähe der Häuser)	480·014
24.	Basis des Glockenhauses in Rudic	493·269

Nr.		Meter
25.	Basis des Hauses Nr. 63 in Rudic (auf der Nordseite der Ortschaft)	499·250
26.	Wasserscheide (höchster Punkt) auf dem von Rudic zur Jedovnicerstrasse und zum Konradshofe führenden Feldwege	506·708
27.	Die von Jedovnic nach Lažánek führende Strasse bei der Vereinigung mit dem von Rudic kommenden Feldwege	483·518
28.	Wasserscheide (höchster Punkt) zwischen den Gewässern von Jedovnic und Lažánek auf der von Jedovnic durch Lažánek führenden Strasse	484·933
29.	Brunnen auf der Südseite von der Strasse gegenüber dem Konradshofe	468·580
30.	Die von Jedovnic nach Lažánek führende Strasse gegenüber den zwei Erdfällen, die sich auf der Südseite dieser Strasse gegenüber dem Konradshofe befinden	464·616
31.	Saugloch des ersten (oberen) Erdfalles hier	462·913
32.	Saugloch des zweiten Erdfalles hier	461·050
33.	Basis des Konradshofes	494·248
34.	Basis des Kreuzes, das in der Nähe des Konradshofes auf dem von Rudic nach Vilimovic führenden Feldwege steht	498·168
35.	Feld bei dem ersten vom Konradshofe 250 Schritte entfernten Erdfalle na harbechu	491·572
36.	Saugloch in diesem Erdfalle	487·572
37.	Anhöhe zwischen den Baumpflanzungen im Osten des Konradshofes	502·708
38.	Der von Rudic nach Jedovnic führende Feldweg bei der Bildsäule	476·598
39.	Der von Rudic nach Jedovnic führende Feldweg bei den 3 Klimischen Erdfällen	471·375
40.	Saugloch des ersten (auf der Südseite) dieser Erdfälle	463·046
41.	Basis bei dem eisernen Kreuze auf der von Jedovnic nach Kiritein führenden Strasse oberhalb der Hugohütte	453·791

II. In der Umgebung von Kiritein.

42.	Wasserscheide zwischen den Gewässern von Kiritein und Jedovnic auf der von Jedovnic nach Kiritein führenden Strasse	459·574
43.	Die von Jedovnic nach Kiritein führende Strasse gegenüber dem Jägerhause	447·167
44.	Die von Jedovnic nach Kiritein führende Strasse auf der Brücke gegenüber den Steinbrüchen (westlich) . .	419·277
45.	Die von Jedovnic nach Kiritein führende Strasse gegenüber dem beim Walde (rechts) stehenden eisernen Kreuze	416·302
46.	Die von Jedovnic nach Kiritein führende Strasse nahe der Ortschaft auf der Nordseite bei der Strassensäule	412·945

Nr.		Meter
47.	Fahrweg in der Ortschaft Kiritein gegenüber der Kirchenstiege	398·287
48.	Die von Kiritein nach Brünn führende Strasse gegenüber dem im Walde stehenden eisernen Kreuze östlich von der Ortschaft	410·740
49.	Basis der Martersäule links von der von Kiritein nach Brünn führenden Strasse auf der Anhöhe von Kiritein	459·067

III. Im Kiriteinerthale.

50.	Der Kiriteinerbach bei der ersten Mühle	392·881
51.	Fahrweg im Kiriteinerthale an dem Orte, von welchem der Waldweg nach Bilovic und jener nach Babic abzweigen	388·274
52.	Fahrweg im Kiriteinerthale gegenüber der Höhle Nr. 1	390·118
53.	Eingang zu der auf der Südseite gelegenen Höhle Nr. 1	408·798
54.	Fahrweg im Kiriteinerthale gegenüber der Höhle Nr. 2	387·792
55.	Eingang zu der in der südlichen Berglehne gelegenen Höhle Nr. 2	406·132
56.	Fahrweg bei dem Wasserschlunde des Kiriteinerbaches	383·542
57.	Erdfall bei diesem Wasserschlunde	374·542
58.	Oeffnung des Kiriteiner Wasserschlundes	373·542
59.	Wassertümpel im Kiriteiner Wasserschlunde im J. 1876	349·542
60.	Felsspalte, in der sich der Kiriteinerbach verliert (Nr. 3)	374·542
61.	Thalsohle gegenüber der auf der Nordseite des Kiriteinerthales gelegenen Höhle (drátenická) Nr. 4	376·142
62.	Eingang zur Höhle Drátenická	384·832
63.	Saugloch in der Nähe der Drátenická	377·195
64.	Thalsohle gegenüber dem Abgrund Vokounka Nr. 5 .	378·883
65.	Eingang zu dem in nördlicher Berglehne des Kiriteinerthales gelegenen Abgrunde Vokounka (Nr. 5) . . .	389·803
66.	Der mit Kalkblöcken verrammelte Grund der Vokounka	371·803
67.	Fahrweg im Kiriteinerthale gegenüber dem Výpustek .	375·250
68.	Eingang in den Výpustek Nr. 6 (1876)	383·011
69.	Ausfluss des Kiriteinerwassers	312·357
70.	Das Kiriteinerthal unterhalb des Kostelík	309·605
71.	Eingang zu der auf der Nordseite gelegenen Höhle Kostelík Nr. 7	334·005
72.	Der Kiriteinerbach gegenüber der býčí skála	301·179
73.	Eingang in die býčí skála (von der Westseite) Nr. 8	305·079
74.	Wasserbehälter am Ende der býčí skála (Wasserspiegel am 30. Juli 1876)	304·618
75.	Höhlengang vor der zum Wasserbecken führenden Stiege	308·947
76.	Ausfluss des Jedovnicer Wassers	297·362
77.	Basis beim Kreuze im Josefsthal	300·297
78.	Wiese gegenüber dem ersten Hause im Josefsthal . .	297·460
79.	Fahrweg gegenüber der Mühle des Baráček	291·286
80.	Wiese unterhalb der Evagrotte Nr. 9	292·541

Nr.		Meter
81.	Eingang zu der auf der Südseite gelegenen Evagrotte	302·521
82.	Fusssteig vor der Franziskahütte	281·621
83.	Bachbett vor der Franziskahütte	279·711
84.	Wiese bei der ersten Pulvermühle (von Kiritein aus) .	262·006
85.	Bachbett vor der ersten Pulvermühle	259·376
86.	Eisenbrücke über die Svitava bei Adamsthal	242·036
87.	Svitavaflussbett unter dieser Brücke	235·366
88.	Der nördliche Arm des Kiriteinerbaches bei der Einmündung in die Svitava	235·708

IV. In der Umgebung von Babic.

89.	Der Triangulirungspunkt na stádlech (Standort für Herden), auf der Mappe Stadlerberg	495·800
90.	Basis bei dem Kreuze auf der Ostseite von Babic . .	468·412
91.	Feldweg am Kreuzwegspunkte na zadním poli . . .	475·508
92.	Der von Proseč kommende Fusssteig bei dem 1. Erdfalle (von Babic aus), na zadním poli	479·762
93.	Derselbe Fusssteig bei dem 2. Erdfalle	478·905
94.	Derselbe Fusssteig bei dem knapp am Walde gelegenen 3. Erdfalle	478·937
95.	Das Saugloch in diesem Erdfalle	472·937

V. Im Říčkathale und Umgebung.

96.	Auf dem Plateau bei dem Maierhofe Neuwiese auf der Westseite am Kreuzungspunkte des von der Obecstrasse kommenden Weges mit jenem, der nach Klein-Bukovina führt	453·117
97.	Basis bei dem eisernen Kreuze in der Nähe der Wohnung des Unterförsters auf dem aus dem Říčkathale nach Proseč führenden Wege	337·707
98.	Die Holzbrücke bei der Wehre der Hadekermühle . .	332·631
99.	Wasserschlund unterhalb der Hadekermühle	321·581
100.	Der Hadekerbach vor der Höhle Švédův stůl genannt	321·351
101.	Eingang zu der auf der Westseite gelegenen Höhle, Švédův stůl genannt, im Hadekerthale	335·731
102.	Hadekerbach vor der Höhle vlčí jeskyně	319·297
103.	Eingang zu der auf der Westseite gelegenen Höhle vlčí jeskyně (Wolfsgrotte)	325·527
104.	Wasserniveau in derselben	311·339
105.	Hadekerbach vor der Ochozerhöhle	317·368
106.	Der von der Hadekermühle zum Říčkaausflusse führende Fahrweg am Punkte, wo sich derselbe mit dem von Hostěnic kommenden Thale vereinigt	316·261
107.	Wasserschlünde bei Hostěnic	366·096
108.	Anfang des kamenný žlíbek, der von Hostěnic in das Říčkathal führt	371·236

Nr.		Meter.
109.	Eingang zu der in dem Mokrauer Revier liegenden Höhle kastelík oder Pekárna	356·671
110.	Bachbett vor der in dem Mokrauer Revier liegenden Höhle kůlna	305·799
111.	Říčkaausfluss	301·552
112.	Waldweg vor dem Říčkaausfluss	303·348
113.	Der Waldboden unterhalb der schroffen Felsenpartie im Mokrauerwalde gegenüber dem Říčkaausflusse . . .	361·946
114.	Die oberste Kante dieser Felsenpartie	374·946
115.	Das wilde Bett des Říčkabaches bei der oberen Mühle	296·246

VI. Im Löscherwalde und Umgebung.

116.	Die von Brünn nach Obec und Kiritein führende Strasse an dem Orte, an welchem sich mit ihr der von der oberen Mühle kommende Fahrweg verbindet	406·554
117.	Dieselbe Strasse bei der Vereinigung mit dem vom Chocholaberge kommenden Fahrwege	426·914
118.	Dieselbe Strasse gegenüber der auf der Ostseite stehenden Martersäule	434·603
119.	Die von Brünn nach Obec und Kiritein führende Strasse an dem Vereinigungspunkte mit der von Lösch einmündenden Strasse	408·340
120.	Basis bei dem Wirthshause Klaidůvka im Nordosten von Lösch (die südöstliche Ecke)	372·083
121.	Triangulirungspunkt na hádech (Hadiberg)	416·770
122.	Die Kalksteinbrüche oberhalb Maloměřic im Devonkalke	371·581

Uebersicht des Gefälles der Thäler und Bäche.

Nr.	Bezeichnung	Meereshöhe Beginn	Meereshöhe Ende	Im Ganzen	Entfernung	Auf 100 Meter
		Meter		Meter	Meter	
	I. Höhlengruppe.					
1	Von der Vereinigung der Slouper Bäche Luha u. Žd'árná am Südende d. Ortschaft Sloup bis zum Hřebenáč oberirdisch	462·353	458·088	4·265	420	1·015
2	Von dem Niveau des in der unteren Etage d. Slouper Höhlen unter dem hohen Schlotte befindlichen Wasserbeckens zu den 2 Teichen in der Macocha (unterirdisch)	389·647	348·997	40·650	4500	0·903
3	Das Slouperthal (beginnend mit der Abzweigung der Ostroverstrasse bis z. Punkvaausflusse, oberirdisch) . .	462·033	347·826	114·207	3900	2·928

Nr.	Bezeichnung	Meereshöhe		Im Ganzen	Entfernung	auf 100 Meter
		Beginn	Ende			
		Meter		Meter	Meter	
4	Von dem unterirdischen Wasserreservoir in der Rasvona unterhalb Holstein zu den Teichen in der Macocha (unterirdisch)	410·012	348·997	61·015	6200	0·984
5	Von den Teichen in der Macocha zum Punkvaausfluss (unterirdisch)	348·997	347·826	1·171	400	0·292
6	Von dem Punkvaausfluss zur Vereinigung mit dem dürren Thale (oberirdisch) .	347·826	327·057	20·769	1500	1·384
7	Von dem Beginne des Holsteinerthales bis Ostrov und von da in das dürre Thal bis zur Vereinigung mit d. Punkvathale (oberirdisch)	463·401	328·702	134·699	7700	1·749
8	Von der Vereinigung des Slouperthales mit dem dürren Thale bis zur Einmündung der Punkva in die Svitava (oberirdisch)	327·057	263·291	63·766	4500	1·417
	II. Höhlengruppe.					
9	Von dem Teichdamme des Olšovec bei Jedovnic zum Wasserschlunde hinter d. Matuškischen Mühle (oberird.)	457·867	423·575	34·292	1600	2·143
10	Von dem Wasserniveau in den Jedovnicer Abgründen bis zum Ausflusse des Jedovnicer Wassers im Josefsthale (unterirdisch)	339·085	297·362	41·723	4400	0·948
11	Von dem Beginne des Kiriteinerthales (Bachbett bei der 1. Mühle) bis zur Felsspalte, in der der Kiriteinerbach verschwindet (oberird.)	392 881	374·542	18·339	1200	1·528
12	Von dem Wasserniveau im Výpustek bis zum Ausflusse des Kiriteiner Wassers vor der býčí skála (unterird.)	334·989	312·357	22·632	2400	0·943
13	Von dem Ausflusse des Kiriteiner Baches b. zu dessen Vereinigung mit dem Jedovnicer Bache (oberirdisch) .	312·357	297·362	14·995	800	1·874
14	Von der Vereinigung des Kiriteinerbaches mit dem Jedovnicer Bache im Josefsthale bis zur Einmündung in die Svitava bei Adamsthal (oberirdisch)	297·362	235·708	61·654	3000	2·055

Nr.	Bezeichnung	Meereshöhe Beginn	Meereshöhe Ende	Im Ganzen	Entfernung	Auf 100 Meter
		Meter	Meter	Meter	Meter	Meter
	III. Höhlengruppe.					
15	Von d. Hostěnicer Wasserschlünden zu d. wilden Bette des Hadeker Baches durch d. kamenný žlíbek (oberird.)	371·236	311·468	59·768	900	6·640
16	Von der Hadekermühle bis z. Říčkaausfluss (oberird.)	332·631	301·909	30·722	1700	1·807
17	Von dem unterirdischen Bachbette in der vlčí díra in der Nähe der Ochozerhöhle bis z. Říčkaausflusse (unterirdisch)	311·339	301·909	9·430	1000	0·943

Inhalts-Verzeichniss.

Die Brachiopoden von Smokovac bei Risano in Dalmatien.

Von Joseph Eichenbaum [1]).

(Hierzu Taf. VI, Fig. 1—4.)

„Schon früher sind in der Literatur brachiopodenreiche Kalke aus der Umgebung von Risano in der Bocche di Cattaro erwähnt worden. F. v. Hauer gibt an: „„Weitere bezüglich ihres Alters freilich noch sehr zweifelhafte Partien von Jura?-Gesteinen scheidet unsere Karte östlich und westlich vom Golfe von Risano aus. Die erstere dieser Partien besteht aus hellgefärbten Kalksteinen mit höchst eigenthümlichen Brachiopoden, die wir am Wege von Risano nach Ledenice kurz vor der Quelle Smokovac verquerten. Gegen W liegen denselben Kreidekalke mit Rudisten-Durchschnitten vor, nach O weiter gegen Ledenice zu folgen die schon erwähnten dunklen, theilweise etwas mergeligen Schichten, die an Kössener Schichten erinnern, dann weiter wieder Kreidekalke. Die westliche Partie haben wir nicht besucht, wir zeichnen das Vorkommen nach Handstücken ein, Kalksteine auch wieder mit sehr eigenthümlichen Brachiopoden [2])."

„Die vorliegende Abhandlung ist bestimmt, einen Beitrag zur Kenntniss dieser ihrem Alter und ihrer Fauna nach noch wenig erforschten Gebilde zu geben. Wie mir Herr Dr. Bittner mitzutheilen die

[1]) Der vorliegende Aufsatz wurde von Herrn J. Eichenbaum im paläontologischen Universitätsmuseum ausgearbeitet; bei dem traurigen frühen Tode des jungen Paläontologen lag ein Manuscript vor, das jedoch noch nicht vollständig druckreif war und daher einer Ueberarbeitung unterzogen werden musste, welche Herr K. Frauscher übernahm; die aus dem ursprünglichen Manuscripte Eichenbaum's unverändert gebliebenen Stellen sind unter Anführungszeichen gedruckt und dadurch von denjenigen unterschieden, welche eine Revision erlitten haben. So möge die kleine Schrift vor die Oeffentlichkeit treten, um in der Wissenschaft den Namen eines jungen Mannes zu erhalten, der an der Schwelle vom Tode dahingerafft wurde! M. Neumayr.

[2]) Geolog. Uebersichtskarte der österreichischen Monarchie. Blatt 10. Dalmatien. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst., Band XVIII.

Güte hatte, sind weder die Lagerungsverhältnisse derart, dass man mit Sicherheit das geologische Niveau bestimmen könnte, noch sind Leitfossilien in denselben zu finden, welche darüber Aufschluss geben könnten. Unmittelbar über dem fraglichen Jura, welcher sich uns als ein sehr harter, weisser, krystallinischer Kalkstein präsentirt, liegen Ablagerungen der Kreide, welche von jungtertiären Bildungen bedeckt werden. Dieses Gestein, welches fast ausschliesslich aus Brachiopodenschalen besteht, deren Artenzahl sehr gering ist, wurde mir durch die gütige Vermittlung des Herrn Prof. Neumayr von den Herren Oberbergrath Stache und Dr. Bittner zur Verfügung gestellt, wofür ich den genannten Herren meinen besten Dank ausspreche."

„Das Materiale wurde von Herrn Oberbergrath Stache im Jahre 1862 bei Smokovac auf dem Wege von Risano nach Ledenice gesammelt, vermehrt wurde dasselbe durch Herrn Dr. Bittner, welcher auf seiner Reise durch Dalmatien im Jahre 1879 am selben Fundorte sammelte.

Im Jahre 1871 beschrieb Gemellaro in seinen „Studii Palaeontologici sulla fauna del Calcare a Terebratula Janitor" vier neue Arten von Brachiopoden der unteren Tithonstufe von Nord-Sicilien, welche sowohl durch ihre innerlichen und äusserlichen Merkmale als durch die Structurverhältnisse der Schale ihn bewogen, dieselben in eine neue Gattung zusammenzufassen und diese der Familie der *Rhynchonellidae d'Orb.*, mit welcher sie im Allgemeinen die grösste Verwandtschaft zeigt, einzuverleiben. Diese von Gemellaro als *Rhynchonellina* benannte Gattung bestand aus vier Arten, und zwar *Rh. Suessi Gem.*, *Rh. Seguenzae Gem.*, *Rh. bilobata Gem.* und *Rh. Ciofaloi Gem.*, welche durch ihre wesentlichen und durchgreifenden Merkmale keinen Zweifel an die nahe Verwandtschaft zu einander zulassen und das Aufstellen einer neuen Gattung gerechtfertigt erscheinen lassen."

Von den Eichenbaum zur Untersuchung überlassenen Brachiopoden, welche alle der Gattung *Rhynchonellina Gem.* angehören, stimmen, wie bereits Bittner richtig erkannt hatte[1]), drei Arten mit jenen ersten drei Gemellaro's sowohl in „den Hauptmerkmalen als in den minder wesentlichen Charakteren ganz und gar überein und sind identisch mit *Rh. Suessi Gem.*, *Rh. bilobata Gem.* und *Rh. Sequenzae Gem.*" Ueberdies stellt Eichenbaum auch in *Rhynchonellina Brusinai nov. spec.* eine neue, bis nun nicht beschriebene und offenbar von *Rh. Seguenzae. Gem.* abzweigende Species auf.

Während Gemellaro die oben genannten Brachiopoden als zur Fauna des „Calcare di Terebratula Janitor" gehörig betrachtet, und daher für untertithonisch hält, beschreibt Böckh aus dem unteren (?) Lias des Bakony unter dem Namen *Rhynchonella Hoffmanni n. sp.* zwei Formen: *a*) Tab. II, Fig. 1—10 (incl.), welche der *Rhynchonellina Fuggeri n. sp.* zum mindesten sehr nahestehen dürfte, und *b*) Tab. I, Fig. 16—18, Tab. II, Fig. 11, in welcher wir eine der *Rhynchonellina Seguenzae Gem.* nahestehende Form vermuthen müssen.

So zweifellos es nun ist, dass Gemellaro's Rhynchonellinen in das untere Tithon oder höchstens in die unterhalb dieses Horizontes liegende Zone des *Aspidoceras acanthicum Opp.* fallen, so kann ander-

[1]) Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1880, S. 398.

seits doch schwerlich bezweifelt werden, dass die von Böckh beschriebenen Rhynchonellinen — den sie begleitenden anderen Fossilien, darunter *Rhynchonella Kraussi*, *Pecten palosus* u. s. w. nach zu schliessen — in den Lias, wenn auch vielleicht nicht in den unteren Lias, wie l. c. pag. 34, II. Theil erwähnt wird, fallen. Immerhin erscheint nach dem bisher Gesagten die Thatsache nicht unwahrscheinlich, dass die Brachiopodengattung *Rhynchonellina Gem.* eine viel längere Zeit angedauert, als man bisher anzunehmen geneigt war, dass sie sich bereits im Lias oder auch noch früher von *Rhynchonella Fisch.* abgezweigt, während die jüngsten bisher bekannten, ihr angehörigen Funde aus dem Untertithon stammen.

Und dieses darf uns ja auch nicht überraschen!

Von den bis jetzt aufgestellten 142 Brachiopodengattungen (die recenten eingeschlossen) haben nach Zittel nur 14, und darunter keine einzige wichtigere Gattung eine kürzere Lebensdauer als eine ganze Hauptformation hindurch aufzuweisen, und so manche Gattungen — ich erinnere hier nur an *Lingula Brug.* und *Rhynchonella Fisch.* — treffen wir vom Silur bis in die Jetztzeit.

Wenn wir somit heute Rhynchonellinen aus dem Lias und Tithon kennen, wenn vorläufig noch eine grosse Lücke in unserer Kenntniss von den Rhynchonellinen vorhanden ist, so schliesst dies immerhin nicht aus, dass seinerzeit durch glückliche Funde diese bis heute bestehende Lücke ausgefüllt werden wird, und dies umso eher, als mit ziemlicher Bestimmtheit die Behauptung aufgestellt werden kann, dass nach dem Bekanntwerden des Brachialapparates so mancher heute zu den Rhynchonellen gestellter Brachiopode als dem *Genus Rhynchonellina Gem.* zugehörig sich zeigen wird.

Eichenbaum geht nun zur Beschreibung der Gattung *Rhynchonellina Gem.* über.

„Die Schale der Rhynchonellinen besitzt eine faserige, niemals aber eine punktirte Structur. Die Klappen sind ungleichförmig, aber doch gleichrandig, mehr oder weniger gezerrt. Die äussere Form ist im Allgemeinen quer-viereckig bis dreieckig. Die grosse Klappe ist convex, mit einem langen, mehr oder weniger kühn geschwungenen Schnabel, welcher bei älteren Exemplaren einen grossen Theil der Area verdeckt."

„Eine grosse Area mit einem verkümmerten Deltidium birgt das ovale oder dreieckige Loch. Die zwei festen, querverlaufenden Schlosszähne finden an der entgegengesetzten Klappe 2 breite correspondirende Vertiefungen. Die kleine Klappe ist schwach gewölbt, häufig eben und zeigt einen langen geraden oder gekrümmten Schlossrand. Der Brachialapparat besteht aus zwei sehr langen Crura, die sehr enge an einander liegen und gegen ihr Ende divergiren. Bei manchen Arten findet man an jedem Crus unterhalb des Schlossrandes einen kleinen accessorischen sichelförmigen Fortsatz, welcher mit seinem freien Ende gegen den Schlossrand gerichtet ist. Ein bemerkenswerther Unterschied zwischen den Crura der echten *Rhynchonella Fisch.* und jenen der Gattung *Rhynchonellina Gem.* ist die auffallende Länge derselben bei der letzteren.

Bei den Rhynchonellinen überschreiten die Crura die Mitte der Schale. Von der Existenz eines Medianseptums konnte ich mir ebensowenig wie Gemellaro eine directe Ueberzeugung verschaffen.

„Nach der inneren Beschaffenheit der Schale und der Muskeleindrücke kann man jedoch mit voller (?) Sicherheit nicht nur auf das Vorhandensein eines solchen, sondern auch auf die Beschaffenheit desselben schliessen. Dasselbe war lang und nothwendigerweise, nach der tiefen Impression zu schliessen, ziemlich stark erhaben. Die Muskeleindrücke an der grossen Klappe sind kräftig, aber unter sich verschwommen, und es ist deshalb unmöglich, auf die Form derselben zu schliessen. An der kleinen Klappe, an welcher die Anheftungsstellen der Adductoren ganz deutlich zu sehen sind, sind noch zwei elliptische Muskeleindrücke vorhanden, welche $^2/_3$ der Schalenlänge erreichen. Der wesentliche innere Character dieser Brachiopoden zeigt deutlich, dass sie der Familie der *Rhynchonellidae d'Orb.* angehören, und dass in *Rhynchonella Fisch.* allein ihre nächsten Verwandten zu suchen sind; alle anderen Gattungen jener Familie, *Eatonia Hall. Dimerella Zittel*, *Stricklandia*, *Billings*, *Camerella Bill.*, *Camarophoria King*, *Pentamerus Sow.*, entfernen sich von ihr.

„*Rhynchonellina Gem.* unterscheidet sich von *Rhynchonella Fisch.* zunächst durch die Form und Configuration der Klappen. Die Rhynchonellen sind im Allgemeinen dreieckig. Die kleine Klappe ist in der Mitte gewölbt und zeigt einen Stirnwulst, während die grosse Schale in der Mitte meist eine dementsprechende Vertiefung aufzuweisen hat. Die Crura sind kurz.

Die Rhynchonellinen hingegen repräsentiren sich uns als quer vierseitige bis rundliche Formen mit der Tendenz dreiseitig zu werden (?).

Die kleine Klappe, die in der Regel keine stärkere Wölbung als die grosse Klappe aufzuweisen hät, besitzt einen langen, fast geraden Schlossrand. Die Crurà sind sehr lang.

Ein Hauptmerkmal hat diese Gattung mit den Terebratuliden gemein, nämlich den langen, geraden Schlossrand, sie unterscheidet sich jedoch von dieser Familie, mit welcher sie im Allgemeinen viele Analogien hat, durch den Mangel der punktirten Schale."

1. *Rhynchonellina Suessi Gem.*

Tab. VI. Fig. 1.

(*Rhynchonellina Suessi Gem.* „Studii Pal. sulla fauna del calcare a Terebratula Janitor" parte II., pag. 31. Tab. V, Fig. 1—7. 1871.)

	I.	II.	III.	IV.	V.
Länge	7 Mm.	9 Mm.	15 Mm.	28 Mm.	34·5 Mm.
Breite	6·5 „	8 „	16 „	30 „	? „
Höhe	3 „	3 „	7 „	14 „	21 „

Die viereckige Schale ist an ihren Ecken abgerundet. Die kleine Klappe ist in der Mitte mehr oder weniger bauchig, die Stirnseite

derselben ist lang und gerade, besitzt jedoch in der Mitte eine kleine Einkerbung.

„An der Oberfläche dieser Klappe ist in der Mitte eine lange, gerade Spalte zu sehen, welche sich vom Scheitel bis zur Stirne erstreckt, sie fehlt jedoch vielen Exemplaren. Der Schlossrand ist sehr lang und gerade. Die grosse und die kleine Klappe stossen an der Peripherie unter einem spitzen Winkel zusammen und machen dadurch die Seitenränder sehr scharf. Die grosse Klappe ist stark gewölbt und mit einem spitzen, langen Schnabel versehen, welcher an ausgewachsenen Exemplaren sich kühn über das Schloss wölbt, bei jugendlichen aber mehr gerade ist. Die Seitencommissur ist gerade. Die dreieckige, breite Area ist in der Mitte von einem hohen, breiten Loche durchbohrt. Der Brachialapparat besteht aus zwei langen, sehr nahe an einander gerückten Crura, welche die Mitte der Schalenlänge überschreiten und gegen ihr freies Ende — jedoch „nur schwach“ — divergiren. In der Nähe des Schlossrandes sind zwei kleine accessorische, sichelförmige Hörner, von den beiden Crura abzweigend, sichtbar. Das Medianseptum ist nicht erhalten, aber nach den anderen Merkmalen zu schliessen, war dasselbe vorhanden und ragte bis über die Mitte der kleinen Klappe hinaus. Die Muskeleindrücke der beiden Adductoren sind etwas länger als das Medianseptum. Die Oberfläche der Schale ist glatt, und die feinen Zuwachsstreifen sind nur unter der Loupe sichtbar, es treten jedoch in grösseren Abständen unregelmässige und stärker ausgeprägte Zuwachsstreifen auf.“

Fundort: Smokovac bei Risano in Dalmatien.

2. *Rhynchonellina bilobata Gem.*

Tab. IV, Fig. 2.

(*Rhynchonellina bilobata. Gem.* siehe vorige parte III, pag. 32. Tab. V, Fig. 8—14 1871.)

	I.	II.
Länge	21 Mm.	23 Mm.
Breite	17 „	12 „
Dicke	6·5 „	10 „

Von diesem im ausgewachsenen Zustande ungleich klappigen Brachiopoden gibt es zweierlei Formen, die in allen sonstigen Merkmalen übereinstimmend sich erweisen, von denen aber die eine Formenreihe eine länglich viereckige, die andere eine dreieckige Gestalt zeigt, wie sich schon aus der Vergleichung der citirten Masse mit den beigegebenen Abbildungen ergibt; weil alle sonstigen Merkmale übereinstimmen, halte ich mich nicht für berechtigt, sie zu trennen.

„Die Oberfläche ist glatt. Die kleine viereckige Klappe mit den abgerundeten Ecken zeigt in der Mitte ein longitudinale Einbuchtung, welche vom Scheitel gegen die Stirne zu allmälig breiter wird. Der Schlossrand der kleinen convexen Klappe ist bei den viereckigen

Formen gerade, bei den dreieckigen jedoch ziemlich stark gebogen." Die grosse Klappe, welche eine viel stärkere Wölbung als die kleine Klappe aufzuweisen hat, besitzt, wie schon der Name sagt, statt des zu erwartenden Wulstes ebenfalls eine Einbuchtung. „Die Seitencommissuren sind scharf und gerade. Der Schnabel ist lang und kräftig gebogen. Die sehr breite concave Area ist durchbohrt von einem Loche, welches höher als breit ist und in seinem unteren Theile durch die Seiten des Deltidiums verwischt ist. An grossen Exemplaren versteckt der stark gebogene Schnabel einen grossen Theil der Area, das Loch und das Deltidium. Durch die tiefen Einbuchtungen an beiden Klappen erscheint die Stirne zweilappig. Die Beschaffenheit der Einbuchtung der kleinen Klappe ebenso wie die der grossen und der grosse kräftig gebogene Schnabel sind Merkmale, durch welche man *Rh. bilobata Gem.* im Zusammenhalte mit der ganzen äusseren Gestalt leicht von *Rh. Suessi Gem.* unterscheiden kann.

Fundort: Smokovac bei Risano in Dalmatien."

3. *Rhynchonellina Seguenzae Gem.*

Tab. VI, Fig. 3.

1871. *Rhynchonellina Seguenzae Gem.* — Gemellaro, l. c., parte III, pag. 34, t. V. Fig. 15—22.

?1874. *Rhynchonella Hoffmanni pars Böckh.* — Böckh: Die geologischen Verhältnisse des südlichen Theiles des Bakony. II. Theil, pag. 167, t. I. Fig. 16—18, t. II, Fig. 11 (?).

	I.	II.	III.	IV.
Länge:	9 Mm.	13 Mm.	18 Mm.	23 Mm.
Breite:	9 „	12 „	18 „	23 „
Dicke:	5 „	6 „	9 „	11 „

Die radial gerippte Schale besitzt eine fast kreisrunde Gestalt, Ecken erscheinen selbst in den Jugendstadien kaum angedeutet, und ist es selbstverständlich, dass, weil die Länge und Form der Schlossränder der kleinen Schale von der Form der Schale überhaupt abhängt, diese hier nicht mehr vollständig gerade ist.

Die Formenreihe, welche Gemellaro unter die obenstehende Species *Rh. Seguenzae Gem.* zusammenfasst, zeigt bei allen Exemplaren einen mehr weniger langen Schlossrand. Der seichten medianen Einbuchtung, welche in Andeutung schon bei jungen Exemplaren wahrnehmbar ist, die sich aber doch nur bei älteren Individuen deutlich wahrnehmen lässt, entspricht an der grossen Klappe ein Wulst. Beide Schalen fallen gleichmässig gegen den Stirnrand hin ab, der bei der geringen Auftreibung, welche beide Klappen besitzen, meisselförmig zugeschärft erscheint.

Der Schnabel ist spitz und etwas nach vorne gebogen. In der dreieckigen concaven Area befindet sich ein breites, grosses Loch,

welches nur zum Theile von den Schenkeln eines rudimentären Deltidiums begrenzt wird.

Die Seitencommissur ist gerade.

Soviel an angeschliffenen Exemplaren zu erkennen ist, ist der Brachialapparat ähnlich dem der *Rhynchonellina Suessi Gem.*, es fehlen aber die zwei kleinen accessorischen sichelförmigen Hörner, durch welche sich die Crura dieser Art auszeichnen, vollständig, und wurde gerade desswegen dieser Art auch eine etwas andere Begrenzung gegeben wie der *Rh. Seguenzae Gem.* Es stellte sich nämlich heraus, dass Crura ohne Fortsatz nur den runden Formen mit schwachem Schnabel zukommen, während alle anderen Formen unter die folgende Species eingereiht werden müssen.

Die Oberfläche der Schalen ist mit radialen, dichotomisch sich verzweigenden Rippen geziert. Die Zahl der Rippen schwankt zwischen 20 und 32. Auch ist ihre Bifurcationsstelle nicht genau bekannt, doch scheint dieselbe fast immer in die obere Hälfte der Schale zu fallen.

Die Berippung der Schale ist ein gutes Unterscheidungsmerkmal dieser Species von den beiden früheren.

Hieher scheint auch die von Böckh l. c. angeführte *Rhynchonella Hoffmanni*, aber nur zum Theile zu gehören, und verweise ich diesbezüglich auf das hierüber bei *Rhynchonellina Fuggeri n. sp.* in folgendem Aufsatze Gesagte.

Fundort: Smokovac bei Risano in Dalmatien.

4. *Rhynchonellina Brusinai nov. sp. J. Eichenbaum.*

Tab. VI, Fig. 4.

	I.	II.
Länge:	21 Mm.	20 Mm.
Breite:	20 „	25 „
Dicke:	10 „	14 „

Die radial gerippte Schale hat eine länglich dreieckige Form, die bei grossen Exemplaren in die viereckige übergeht. Beide Schalen sind ziemlich gleich convex. Auch hier hat die kleine Klappe eine seichte Vertiefung in der Medianlinie, welcher an der grossen Klappe ein medianer Wulst entspricht.

Der Schlossrand ist kurz und gebogen. Die grosse Klappe besitzt einen sehr hohen, kräftig heruntergebogenen Schnabel, der aber vom Wirbel absteht und von scharfen Schnabelkanten begrenzt ist. In der hohen Area findet sich ein dreieckiges, vom Deltidium umschlossenes Loch. Die Seitenränder sind gerade und stumpf, der Stirnrand gebogen.

Der Brachialapparat besteht aus zwei sehr langen, nahe an einander liegenden Crura, welche mit ihren Spitzen gegen die grosse Klappe hin aufgerichtet sind. Fortsätze am Grunde derselben, welche gegen den Schlossrand gerichtet sind, sind deutlich zu erkennen, und bildet dieses Merkmal einen wesentlichen Unterschied gegen *Rh. Seguenzae.*

Die Schalen zeigen ausser der Berippung deutlich Anwachsstreifen, und durch das Kreuzen derselben mit den radialen Rippen erhält die Schale ein mehr weniger gegittertes Aussehen. Schon die Berippung scheidet diese Art von den ersten beiden angeführten Arten Gemellaro's.

Von *Rhynchonellina Seguenzae*, mit welcher sie jedenfalls nahe verwandt, vielleicht auch durch Uebergänge verbunden ist, unterscheidet sie sich durch die äussere Form, den kurzen gebogenen Schlossrand, den hohen, kräftig gebogenen Schnabel und die Beschaffenheit der Crura.

Fundort: Smokovac bei Risano in Dalmatien.

Die Brachiopoden des Untersberges bei Salzburg.

Von Dr. Karl Frauscher.

(Tafel VI. Fig. 5, 6.)

Die über den geologischen Bau des Unterberges herrschenden älteren Ansichten, wie sie auch 1861 in der geologischen Karte Gümbel's, Blatt V, Berchtesgaden, zur Anschauung gebracht worden sind, haben durch die neueren Arbeiten der beiden verdienten Untersberg-Forscher Fugger und Kastner, noch mehr aber durch die in den Sommermonaten 1883 von Seiten der k. k. geol. Reichsanstalt erfolgte geol. Aufnahme des österreichischen Theiles des Untersberges durch Dr. Bittner eine wesentliche Modification erfahren.

Nach Gümbel stellt sich der Bau des Untersberges ziemlich einfach. Dachsteinkalk im N. und NW., Unterteufung desselben durch Hauptdolomit im S. und SO., auf ersterem Liasschollen in ganz unregelmässiger Begrenzung, Hervortreten älterer triadischer Gesteine an allen Seiten, die Nordseite ausgenommen, Anlagerung jüngerer Sedimente an letzterer Seite, Einfallen der Schichten der Hauptrichtung nach gegen N.

Die von Fugger (Jahrb. d. deutschen und österr. Alpenvereines 1880, pag. 127 u. ff.) gegebene Darstellung trägt wesentlich zur Erweiterung unserer Kenntnisse über den Bau dieses isolirten Gebirgsstockes bei; es tritt dies nicht so sehr in Bezug auf die triadischen Gesteine hervor, welche an der Zusammensetzung des Berges theilnehmen, auch nicht in Bezug auf den Lias, bezüglich dessen im Allgemeinen die Grenzen der Gümbel'schen Karte beibehalten wurden, als namentlich in Bezug auf die cretacischen und tertiären Vorkommnisse, welche an der Nordseite vorzüglich und nur zu geringem Theile an den anderen Seiten des Untersberges demselben angelagert, resp. an ihm hinaufgeschoben erscheinen. Die Kreideformation des Untersberges erscheint hier das erstemal in vier wohlbegrenzten Horizonten — Neocom im W. Gosau-, Glanecker-, Nierenthaler-Schichten im N. u. W. — deren Conturen mit grosser Genauigkeit festgestellt sind. Das von Gümbel am Untersberg ausgeschiedene ältere Eocän mit Gryphäen und zahlreichen kleinen kugeligen Nummuliten existirt (s. Gümbel l. c. pag. 585; Fugger, l. c. pag. 140), erscheint aber leider auf der Fugger'schen

Karte vom übrigen Eocän nicht getrennt; alle anderen am Nordfusse des Untersberges vorkommenden Eocänablagerungen fallen in das Obereocän und sind etwa gleichalterig mit den Vorkommnissen von Reit im Winkel im südlichen Bayern. Miocäne und quarternäre Ablagerungen erscheinen das erstemal richtig getrennt, das Vorkommen ersterer ist am Wartberg, beim Reiterbauer, Hellbrunn etc., nachgewiesen.

Gelegentlich eines Besuches der Brunnthalklause (etwa 650 Meter über dem Meere) durch die in Salzburg versammelten Naturforscher (siehe Ber. d. 54. Naturforscherversammlung 1881, pag. 70) fand man unter dem der Gosauformation angehörigen Untersberger Marmor röthlichweisse, stellenweise groboolithische Kalke mit Nerineen: *Cryptoplocus pyramidalis Mstr.*, *Itieria cabanetiana d'Orb* u. s. w. (siehe auch Fugger: Jurakalke auf dem Untersberg, Verh. 1882, pag. 157), und glaubte daher das bisher der *Megalodon*-ähnlichen Durchschnitte wegen für Dachsteinkalk gehaltene Gestein als dem oberen Jura des Barmsteines analog erkennen zu müssen; das Liegende dieser Kalke seien dann crinoidenreiche Hierlatzschichten am Wege gegen die Brunnthalklause hin. Diese Entdeckung führte nun zu Complicationen bezüglich der Lagerungsverhältnisse auf der Nordseite des Untersberges.

Die Herren Fugger und Kastner begingen von Neuem den Nordhang des Untersberges. Die Resultate dieser Begehung sind niedergelegt in einer Mittheilung (siehe Verh. 1882, Heft 14, pag. 279 u. ff.). Aeltere Gesteine treten hier, das Rosittenthal ausgenommen, nirgends mehr zu Tage. Der Lias kommt an der Nordseite nur an den höchsten Kanten und tiefsten Einrissen vor. Darüber lagern aber überall weisse jurasische Plassenkalke. Während der Lias nach NW. fällt, fallen die Plassenkalke steiler nach NO. Darüber folgen dann jüngere Schichten. Für diese Behauptungen werden nun die Belege durch intensive Begehung der Nordseite des Berges geliefert.

Bittner weist nun (siehe Verh. 1883, Heft 12, pag. 200) — als der Erste — Carditaschichten nach, welche zunächst an der Südseite constatirt wurden, ebenso wie ihr Durchgreifen und wahrscheinliches Zutagetreten an der Ostseite angedeutet wird. Der Lias ist nur mehr in beschränktem Masse entwickelt, ein Vorkommen von Plassenkalken aber mehr als fraglich (l. c. pag. 202). Brüche, von Norden nach Süden ziehend, erklären die Lagerungsverhältnisse. Die jüngeren Formationen, so Kreide und Eocän, haben eine beschränktere Ausdehnung, als man bisher annahm (l. c. pag. 203)

Soviel zur geologischen Orientirung am Untersberg! Vieles an demselben, vor Allem aber das Alter der Plateaukalke des Untersberges, ist heute noch unklar, und zwar hauptsächlich darum, weil es an typischen Fossilien vom Untersberge, worunter vor Allem Cephalopoden, fehlt; sieht es mit den Versteinerungen von der Nordseite des Untersberges nicht gut aus, so besitzen wir deren noch weniger vom bayrischen Theile, trotzdem der Untersberg zum grossen Theile auf diesem Gebiete liegt.

Eine von Fugger aus Salzburg bereits im Jahre 1881 an das paläontologische Cabinet der Wiener Universität behufs Bestimmung eingesendete Serie von Handstücken, welche nur Brachiopoden enthielten, die von der nördlichen Hälfte des Unterberges stammten,

und deren Bearbeitung mir Herr Professor Neumayr anvertraute, bestimmte mich zunächst, mich mit Brachiopoden zu befassen; allmälig dehnte sich die Untersuchung weiter aus, eine zweite Serie wurde von Herrn Dr. Uhlig gearbeitet und mir zur Benützung überlassen, eine dritte Serie bestimmte Herr Dr. Diener, eine vierte Serie gelangte direct an mich, zwei Brachiopoden bestimmte Herr Professor Zittel aus München, und so bin ich denn in die Lage gesetzt, in der folgenden kleinen Abhandlung eine vorläufige Zusammenstellung sämmtlicher bisher vom Untersberge bekannten Brachiopoden zu geben, und den Versuch zu machen, ob es nicht gelänge, auf Grund von Brachiopodenbestimmungen gewisse Anhaltspunkte für die Gliederung der Schichten am Nordhange und Nordplateau des Untersberges zu gewinnen, nachdem von den übrigen Theilen des Untersberges so gut wie gar kein Materiale vorliegt. Freilich ist dies keine leichte Sache!

Uhlig weist bereits auf die Schwierigkeit ähnlicher Untersuchungen hin (siehe Uhlig 1879, Ueber die liasische Brachiopodenfauna von Sospirolo, pag. 10) und sucht dieselbe nicht sowohl in der Natur der Brachiopoden an und für sich als besonders in der bisherigen stratigraphisch-paläontologischen Behandlung derselben; auch fehlt eine grössere Anzahl bereits bekannter Formen, was hier um so misslicher ist, als mir der Charakter einer Brachiopodenfauna weniger im Auftreten einzelner unvermutheter neuer Formen als besonders in der Vergesellschaftung mehrerer und dieser in ihrem gegenseitigen Zahlenverhältnisse zu liegen scheint.

Der Grund, warum hier nur eine vorläufige Zusammenstellung von Brachiopoden gegeben wird, liegt darin, dass mir einmal der grösste Theil des Materiales, welches zur Verfügung gestellt wurde, erst seit einigen Wochen zugänglich ist, dass dann weiters dieses Materiale insofern ungenügend erscheint, als von den einzelnen Species zu wenig Exemplare vorliegen, als dass sie es heute schon gestatten würden, zu definitiven Schlüssen bezüglich einzelner neu aufzustellender Species zu gelangen; es gilt dies vor allem für die Brachiopoden aus der Gruppe der *Rhynchonella pedata Bronn*, von welcher sich am Untersberge jedenfalls drei Formen finden, sowie von der von mir bearbeiteten *Rh. firmiana nov. sp.* (*conf. Rhynchonella amphitoma curvifrons sp.* (*Quenstedt*, Brach. 1871, pag. 150, Tab. 40, Fig. 89), über welche ich noch im Laufe des Jahres 1884 eine selbstständige kleine Abhandlung werde folgen lassen. Wenn ich somit trotz aller Unfertigkeit und Unvollständigkeit bereits jetzt publicire, so geschieht dies vor Allem darum, weil man sich bereits auf Bestimmungen, welche von mir stammen, bezogen, und ich glaube, dass durch die vorliegende kleine Abhandlung ein kleiner Beitrag zur Klarlegung auch des geologischen Baues des Unterberges geliefert wird.

Sehen wir uns zunächst die Fundstellen von Brachiopoden am Untersberge an, so sind deren im Ganzen circa 15 bekannt, von denen die wichtigsten zunächst die Aurikelwand und das grosse Brunnthal mit den Brunnthalköpfen sind, es folgen sodann die Rosittenalpe und der Fuchsstein bei Hallthurn, Eiswinkel, Firmianalpe und Firmianboden, Jungfernbründel, Hochmais, Abfalter, Muckenbründel, Geiereck, Mitterweg, Dopplersteig, sowie der Hammerstielbruch bei Schellenberg.

Merkwürdigerweise sind von der Rehlack und vom Gamsgraben, den berühmtesten Fundorten für Juraversteinerungen (siehe Fugger, Verh. 1882, pag. 157), noch keine Brachiopoden bekannt. Von den angegebenen Fundorten befinden sich nur der Fuchsstein bei Hallthurn im Westen, der Hammerstielbruch bei Schellenberg im Osten des Untersberges; alle anderen liegen an den Nordhängen oder am Nordplateau des Untersberges.

Der wichtigste, wenn auch nicht interessanteste Fundort für Brachiopoden ist unstreitig die Aurikelwand. Sie liegt unmittelbar nördlich vom Eiskeller (siehe Fugger's Karte 1880, Zeitschrift des deutschen und österr. Alpenvereines) und zieht in südöstlicher Richtung gegen den Salzburger Hochthron.

Es sind weisse krystallinische Kalke mit folgenden Brachiopoden:

Die Brachiopoden der Aurikelwand. — Untersberg: N.

	Aurikelwand	Unt. Lias am Hierlatz	Unt. Lias im Bakony	Unt. Lias? bei Sospirolo	Mittl. Lias in Sicilien	Mittel- und nordeurop. Vorkommn.	Anderweitiges Vorkommen am Untersberg bei Salzburg
1. *Spiriferina angulata Opp.* 1861. — Ueber d. Brachiop. des unteren Lias, pag. 541, Tab. XI, Fig. 7	2[1])	4	3	2	?	—	
2. *Rhynchonella Greppini Opp.* 1861. — l. c. pag. 545, Tab. XIII, Fig. 1	3	4	—	—	—	—	
3. *Rhynchonella palmata Böckh* 1874. — Geol. Verhältn. d. Bakony, II. Th., pag. 23 u. 25	3	2	3	2	—	—	
4. *Rhynchonella Albertii Opp.* 1861. — l. c. pag. 546, Tab. XIII, Fig. 4	3	2	2	5	—	—	
5. *Rhynchonella Guembeli Opp*, 1861. — l. c. pag. 515, Tab. XIII, Fig. 3	2	3	1	2?	—	—	
6. *Rhynchonella nov. form.*, Reihe d. *Rh. belemnitica Queenst.*	4	—	—	—	—	—	
7. *Rhynchonella nov. form.*, Reihe d. *Rh. variabilis Schloth.*	2	—	—	—	—	—	
8. *Rhynchonella cf. Deffneri Opp.* 1861. — l. c. pag. 535 [2])	1	—	—	—	—	3	
9. *Rhynchonella nov. form. aff. Rh. polymorpha Opp.*	2	—	—	—	—	—	Firmianalpe U. N.

[1]) Ich folge hier der Mayr'schen Bezeichnungsweise und bezeichne mit 1 die Unica, 2 ein seltenes, 3 ein nicht seltenes, 4 ein häufiges und 5 ein gemeines Vorkommen einer Species.

[2]) vide Haas u. Petri: 1882, die Brachiop. v. Elsass-Lothringen, Tab. II, Fig. 7 u. 9.

	Aurikelwand	Unt. Lias am Hierlatz	Unt. Lias im Bakony	Unt. Lias? bei Sospirolo	Mittl. Lias in Sicilien	Mittel- und nordeurop. Vorkommen	Anderweitiges Vorkommen am Untersberg bei Salzburg
10. *Rhynchonella nov. form.* · ·	3	—	—	—	—	—	
11. *Terebratula Aspasia Men.* 1853. — Nuovi foss. Tosc., pag. 13 · · · · · · · · ·	1	3	3	3	4	—	Ob. Brunnthal U. N.
12. *Waldheimia mutabilis Opp.* 1861. — l. c. pag. 538, Tab. X, Fig. 7. · · · · · ·	3	4	2	—	—	—	
13. *Waldheimia cf. Lycetti Dav.* 1851. — col. a. lias. Brach. III, pag. 44, pl. VII, Fig. 17 bis 22 · · · · · · · · · ·	3	—	—	3	—	3	Ob. Brunnthal U. N.
14. *Waldheimia cf. Partschi Opp.* 1861. — l. c. pag. 538, Tab. X, Fig. 6 · · · · · ·	1	4	2	1	—	—	
15. *Waldheimia cf. Ewaldi Opp.* 1861. — pag. 539, Tab. XI, Fig. 1 · · · · · · · · · ·	2	4	—	—	—	—	

Von den hier sich findenden 15 Brachiopoden-Species kommen bei Altersvergleichungen wohl nur 11 in Betracht; von diesen 11 finden sich nun am Hierlatz 9, im unteren Lias des Bakony 7? (6), im unteren (?) Lias von Sospirolo ebenfalls 7? (6) und nur die *Terebr. Aspasia Gem.* auch in Sicilien. Sämmtliche 11 Brachiopoden mit einer einzigen Ausnahme sind bis nun nur aus unterliasischen Ablagerungen bekannt, und haben wir daher auch an der Aurikelwand einen in der Hierlatzfacies ausgebildeten unterliasischen Horizont vor uns. Von den sonstigen Vorkommnissen ist nur noch bezüglich der *Rh. cf. Deffneri Opp.* zu bemerken, dass man es hier jedenfalls mit einem zur Reihe der *Terebr. Gryphitica Quenst.* (Brachiopoden 1871, pag. 40) gehörigen Exemplare zu thun hat, welches wohl der Vollständigkeit halber angeführt zu werden verdient. Auch mag schon hier auf die sub 9 angeführte *Rh. nov. sp.* hingewiesen werden. Selbe besitzt eine so grosse Aehnlichkeit mit der von Oppel aus den Klausschichten citirten *Rh. Atla var. polymorpha* (siehe Oppel: Ueber das Vorkommen von jurassischen Posidonomyen-Gesteinen in den Alpen. Abdr. a. d. Zeitschr. der deutschen geol. Ges. 1863, pag. 208, T. VI, F. 3), dass es schwierig wäre, specifische Unterschiede bekannt zu geben; leider liegen auch hier nur 2 Exemplare vor.

2. Der nächst wichtigste und auch interessanteste Punkt für Brachiopoden ist aber wohl das obere Brunnthal, nördlich des Abfalters, in welchem in einer Höhe von beiläufig 750 Meter und bei einer Länge von etwa 150 Meter rothe Kalke blossgelegt sind (h $3^2/_3$, p. 10 NW); darüber liegen grobkörnige Oolithe, über diesen discordant Jura und Kreide, deren Grenze etwa 700 Meter hoch liegt (s. Fugger, l. c. 1882, pag. 280 und 281).

Hier finden sich rothe, krystallinische Kalke mit folgenden Brachiopoden:

Grosses Brunnthal und Brunnthalköpfe. — Untersberg: N.

	Grosses Brunnthal	Unt. Lias vom Hierlatz	Unt. Lias von Bakony	Unt. Lias? von Sospirolo	Mittl. Lias v. Sicilien	Mittel- und nordeurop. Vorkommen	Anderweitiges Vorkommen am Unterberge
1. *Spiriferina cf. brevirostris Opp.* 1861. — l. c. pag. 511. Tab. XI, Fig. 6 *a b c*	4	2	2	—	—	—	Eiswink. U.: N.
2. *Rhynchonella cf. Delmensis Haas et Petri* 1882. — l. c. pag. 191, Tab. IV, Fig. 1–9	2	—	—	—	—	4	
3. *Rhynchonella nov. form. aff. Rh. Albertii Opp.*	3	—	—	—	—	—	Eiswink. U.: N.
4. *Rhynchonella cf. variabilis Schloth.* 1813. — Beitr. in Leonh. Taschenb. vol. VII, pag. I, Fig. 4	2	—	—	—	—	4	
5. *Rhynchonella cf. retusifrons Opp.* 1861. — l. c. pag. 544, Tab. XII, Fig. 5	3	4	—	?	—	—	
6. *Rhynchonella nov. form.* mit einf. kräftigen Rippen	1	—	—	—	—	—	
7. *Rhynchonella nov. form.* mit feinen Spaltrippen	1	—	—	—	—	—	
8. *Rhynchonella nov. form*, klein und ohne Rippen	2	—	—	—	—	—	
9. *Rhynchonella cf. micula Opp.* 1863. — l. c. pag. 214 Tab. VII, Fig. 8—10	1	—	—	—	—	—	
10. *Rhynchonellina Fuggeri n. sp.*, pag. 730, Tab. VI, Fig. 5	3	—	—	—	—	—	
11. *Terebratula Aspasia Men.* 1853, l. c.	4	3	3	3	4	—	Aurikelw. U.: N.
12. *Waldheimia cf. Lycetti Dav.* 1851, l. c.	3	—	—	3	—	3	Aurikelw. U.: N.

Es kommen hier ebenfalls nur 8 Species in Berücksichtigung, und finden sich von diesen auch 3 am Hierlatz, 2 im Bakony, 2 (vielleicht noch die *Rh. retusifrons*) in Sospirolo. *Terebratula Aspasia Men.* findet sich hier häufig, von den nord- und mitteleuropäischen Formen kommen in Elsass-Lothringen die *Rh. cf. Delmensis Haas*, die *Rh. variabilis* in England und Schwaben ebenso, wie die *Waldheimia cf. Lycetti* vor. Charakteristisch für unteren Lias sind 1, 4, 5 und 11; bezüglich der *T. Aspasia Men.* verweise ich auf die ausführlichen Untersuchungen, welche Zittel (Geol. Beob. aus d. Centr.-Ap., Benecke's geolog. Beitr. 1869, II. Bd., 2. Hft., pag. 126), Neumayr (Zone der *Terebr. Aspasia* in den Südalpen, Verhandl. der k. k. geolog. R.-A. 1877, pag. 177) und Uhlig (Ueber die lias. Brachiopoden-Fauna von Sospirolo bei Belluno 1879, LXXX. B. d. Sitzb. d. k. Ak. d. W. I. Abth., pag. 16) gemacht haben, wonach diesem Brachiopoden eine grosse horizontale und verticale Verbreitung zukommt und derselbe durchaus nicht auf den mittleren Lias beschränkt erscheint, wie Gemmellaro angibt (1874 Sopra i foss. della Zona, d. *Ter. Aspasia* etc., Giorn. d. scienz.

nat. ed econ. Vol. X, pag. 63). Ganz eigenthümlich nimmt sich aber das Vorkommen der für den mittleren Lias von Elsass-Lothringen charakteristisch angegebenen *Rh. cf. Delmensis Haas* aus; es waren nur die grossen Valven herauszupräpariren, diese aber zeigen eine sehr grosse Aehnlichkeit mit den Haas'schen; ein weiteres ganz unvermitteltes Vorkommen ist ferner das eines Exemplares von *Rh. micula Opp.* in leider nur Einem Exemplare, welches in Allem so mit der von Oppel (l. c.) gegebenen Beschreibung und Abbildung übereinstimmt, dass ein Unterschied schlechterdings nicht angegeben werden kann. Und doch ist *Rh. micula* eine Doggerform!

Bezüglich der *Rhynchonella Fuggeri nov. sp.* verweise ich auf das bei der Beschreibung auch über die Lagerungsverhältnisse Gesagte.

Aus allem dem ergibt sich, dass das grosse Brunnthal eine sehr wichtige Localität ist und einer weiteren Grund-Untersuchung bedarf, bei welcher aber vor Allem das Materiale schichtenweise gesammelt werden sollte, wenn anders dies der Schichtenlagerung nach möglich ist, und glaube ich auch, dass sich vielleicht hier das gegenseitige Alter der weissen und rothen Liaskalke, von denen ich die ersteren für die älteren halten möchte, constatiren lassen wird.

Bezüglich der nächst angegebenen Fundorte Rosittenalpe und Fuchsstein bei Hallthurn muss ich mich auf die Angaben Gümbel's l. c. beschränken; es liegen mir leider die Exemplare, nach welchen Gümbel seine Bestimmungen gemacht, nicht vor; ich führe die Brachiopoden aus beiden Fundorten gemeinsam an, weil auch Gümbel beide nicht trennt.

3. u. 4. Rositten-Alpe im Norden, Fuchsstein im Westen des Untersberges.

	Rositt.-Alpe u. Fuchsstein	Unt. Lias am Hierlatz	Unt. Lias von Bakony	Unt. Lias? von Sospirolo	Mittel- und nordeurop. Vorkommen	Anderweitiges Vorkommen am Untersberge
1. *Rhynchonella serrata Sow.* 1825. — Min. Conch., vol. V, p. 168, Tab. 503, Fig. 2	2	2	—	—	4	
2. *Rhynchonella rimosa v. Buch* 1834. — Ueber Terebr. pag. 42. Ziethen-Verst. Tab. 42, Fig. 5 (*rimata*?)	2	2	—	—	4	
3. *Terebratula brevis Gümbel* 1861. — Gümb. bayr. Alpengeb. pag. 467 und 472	3	—	—	—	—	[1])
4. *Terebratula numismalis Lam.* 1819. — Anim. s. vert. VI. 249. Ens. meth. Tab. 240, Fig. 1	2	—	—	—	—	
5. *Terebratula punctata Sow.* 1812. — Min. Conch. Tab. 15, Fig. 4	2	—	—	—	—	

[1]) Findet sich am Fuchsstein bei Hallthurn nicht, sondern nur in einem weissen Kalke an der Rosittenalpe (Gümbel l. c. pag. 472).

Ich enthalte mich hier, da mir die Exemplare selbst nicht vorliegen, aller weiteren Bemerkungen und erwähne nur, dass alle Formen, welche hier citirt wurden, für den mittleren und oberen Lias charakteristisch sind und sich keine einzige unterliasische unter ihnen befindet.

Im Eiswinkel, dem am weitesten gegen Westen gelegenen Punkte für Lias-Brachiopoden, wenn man von den Angaben Gümbel's abstrahirt, nördlich vom Hirschangerkopf finden sich *Spiriferina cf. breviro-stris* Oppel l. c., *Terebratula ovatissima Quenst.* (1858, der Jura, pag. 75, T. IX, Fig. 1—3) und *Rhynchonella nov. sp.*, die unter 3. auch vom Brunnthal citirte Form, in einem weissen krystallinischen Kalke.

In der Nähe der unteren Firmianalphütte (391 Meter), im Westen der Rosittenalpe gelegen, trifft man häufig und hier in einem weissen krystallinischen, sehr brüchigen Kalke *Rhynchonella firmiana nov. sp.* (*cf.? Terebratula amphitoma curvifrons Quenst.*, Brachiopoden 1871, pag. 150, T. 40, Fig. 89); sie findet sich ebenfalls wieder oberhalb des vom oberen Firmianboden gegen den Abfalter hinziehenden Mitterweges, ferner häufig vergesellschaftet mit dem entschieden liasischen *Pecten verticillus Stol.* in den gleichen Kalken am Dopplersteig mit der Schichtung h $9^2/_3$, φ 66 NO. und mit jener *Rh. nov. spec.*, welche unter 9 von der Aurikelwand citirt wurde und grosse Aehnlichkeit mit der aus den Klausschichten bekannten *Rh. polymorpha Oppel* (l. c. 1860, pag. 208, T. VI, Fig. 3 *a b*) besitzt, sowie mit einer *Rhynchonella nov. sp.*, die ebenfalls noch nicht gearbeitet ist, von welcher sich aber ganz ähnliche Formen vom Hierlatz im Museum der k. k. geologischen Reichsanstalt finden. Die von Quenstedt l. c. pag. 150 von Suess angezogenen Exemplare (siehe Suess, Brachiopoden der Kössener Schichten, Tab. IV, Fig. 19) vom Lahngangsee stimmen entschieden nicht mit den Quenstedt'schen überein, da erstere noch deutliche Berippung zeigen, welche letzteren absolut fehlt; auch *Rh. firmiana nov. spec.* ist eine vollkommen ungerippte Form, und wird die Stellung dieser Species durchaus nicht klarer, wenn ich weiters anführe, dass Herr Oberbergrath von Mojsisovics ganz ähnliche Formen wie die unserer Species aus losen Blöcken vom Echernthale bei Hallstatt besitzt, die früher für Dachsteinkalk gehalten wurden, und Herr Dr. Bittner solche aus sicherem tiefen Dachsteinkalke, welcher bei Piešting (Unter-Oesterr.) anstehend gefunden wurde.

In einem weissen krystallinischen Kalke des Dopplersteiges findet sich ferner *Waldheimia cf. stapia Opp.* (1861, l. c. pag. 539, Tab. XI, Fig. 2); auf dem Hochmais, welches an der westlich von der Schafflerhöhle gelegenen Wand sich befindet, kommt nach Zittel *Rhynchonellina cf. bilobata Gem.* massenhaft vor, ebenfalls in einem weissen, krystallinischen Kalke (siehe unten); am Abfalter (1732 Meter), sowie an dem etwas westlich von demselben circa 250 Meter tiefer gelegenen Muckenbrünndel findet sich *Terebratula cf. immanis Zeuschner* (1857, Pal. Beitr. z. Kenntn. d. weiss. Jurak. v. Inwald bei Wadowice (?) pag. 9, Tab. I, Fig. 1—4, Tab. II, Fig. 5—11, Tab. III, Fig 12).

In weissem Kalke mit den charakteristischen rothen Bändern und Manganputzen finden sich Unmassen von *Dimerella Gümbeli Zittel* (B. XVII der Paläontographica, pag. 220 u. ff. Tab. XLI, Fig. 24—30).

Herr Oberbergrath v. Mojsisovics besitzt diese Species aus den Zlambachschichten des Lupitsch-Grabens bei Aussee, Herr Dr. Bittner aus der tieferen Trias der hohen Wand bei Wiener-Neustadt; die Fundorte liegen am Untersberge unterhalb des Geierecks und beim Jungfernbründel, welches sich in einer Höhe von 1750 Meter, an der tiefsten Einsenkung zwischen Geiereck (1801 Meter), und Salzburger Hochthron (1851 Meter) findet. Die Schichten streichen dort h. $3^1/_3$ φ 40 NW. *Rh. ancilla Suess* findet sich in weissen Kalken der oberen Firmianalpe, die kleine *Rhynchonella pedata Br.*, etwa entsprechend den von Suess (l. c. Tab. IV, Fig. 20—21) abgebildeten Exemplaren, der Form nach aber viel stärker gerippt und gebuchtet in rothen Kalken am Mittersteig. In der Nähe der oberen Firmianalphütte, ferner am Dopplersteig, welcher von der oberen Rosittenalpe zum Geiereck führt, und an dieser Stelle zusammen mit Itierien- und Cryptoplocusarten finden sich grosse gerippte Rhynchonellen, die von Fugger noch mit der *Rhynchonella pedata Br.* (siehe Verhandl. 1882, pag. 41) verglichen werden, aber entschieden davon abgetrennt werden müssen, welcher Ansicht auch Herr Prof. Zittel ist.

Endlich findet sich im Hammerstielbruche bei Schellenberg (Ostseite des Untersberges) *Lingula tenuissima Br.* (1852, Lith. geog. B. II, pag. 51, Tab. XIII, Fig. 66) zusammen mit *Monotis Clarai Emmr.*, *Myophoria vulgaris Schloth*, *Myacites fassaensis Wissm.*, es steht dort untere Trias an. Von Hallthurn aufwärts kommt in Gosauschichten eine *Rhynchonella sp. ind.* (Fugger: Der Untersberg, l. c. pag. 137) vor.

Fassen wir nun nochmals das Ganze zusammen, so ergibt sich, dass bis nun vom Untersberge 42 Brachiopodenspecies bekannt sind, welche sich in allerdings sehr ungleicher Weise auf circa 15 Fundorte, die zum grossen Theile auf der Nordseite des Untersberges liegen, vertheilt sind. Von diesen 42 Species kommen 11 als neue Species bei der nun folgenden Vergleichung überhaupt nicht in Betracht, von anderen erscheint heute noch das Niveau, in welchem sie sich finden, ein viel zu unsicheres, als dass sie berücksichtigt werden könnten.

Unter den angezogenen Brachiopoden gehören: in die untere Trias *Lingula tenuissima Bronn*, somit Eine Species; in die obere Trias: *Rhynchonella ancilla Suess* und *Rhynchonella cf. pedata Br.*, somit zwei Species; in den Lias: *Spiriferina angulata Opp.* und *brevirostris Opp.*, *Rhynchonella rimosa v. Buch*, *serrata Sow.*, *Greppini Opp.*, *palmata Böckh*, *Albertii Opp.*, *cf. Gümbeli Opp.*, *Delmensis Haas*, *Deffneri Opp.*, *retusifrons Opp.*, *cf. variabalis Opp.*, *Rhynchonellina Fuggeri nov. form.*, *Terebratula brevis Gümb.*, *numismalis Lam.*, *punctata Sow.*, *Aspasia Men.*, *ovatissima Quenst.*, *Waldheimia cf. Stapia Opp.*, *mutabilis Opp.*, *cf. Lycetti Dav.*, *cf. Partschi Opp.*, *cf. Ewaldi Opp.*, somit im Ganzen 23 Species, *Rh. micula Opp.* ist eine entschiedene Doggerform, *Rhynchonellina cf. bilobata Gem.* und *Terabratula cf. immanis Zeuschn.* gehören dem oberen weissen Jura an. Die Stellung von *Dimerella Gümbeli Zitt.* ist eine vollständig unklare, ebenso wie der *Rh. firmiana n. sp.*, und namentlich bei letzterer scheint es, dass in verschiedenen geologischen Horizonten äusserlich sehr gleichgestaltete Formen auftreten, nachdem sowohl in den Zlambachschichten als auch

vergesellschaftet mit *Pecten verticillus Stol.* ganz ähnliche Formen sich finden.

Zum Schlusse erlaube ich mir noch, den Herren Prof. Neumayr, Oberbergrath v. Mojsisovics, den Professoren Fugger u. Kastner in Salzburg, Dr. Bittner und Dr. Uhlig für die vielfache Unterstützung, die sie mir zu theil werden liessen, der k. k. Direction der geologischen Reichsanstalt für die liberale Gewährung der Benützung der reichhaltigen Bibliothek sowie der Sammlungen meinen verbindlichsten Dank auszusprechen.

Ich lasse nun nur noch eine Beschreibung der am Untersberge sich findenden Rhynchonellinen folgen, alles Andere einer späteren Publication vorbehaltend.

Rhynchonellina Fuggeri n. sp.

(Tab. VI, Fig. 5.)

	I.	II.	III.	IV.	V.
Länge	18·2 Mm.	20·5 Mm.	22 Mm.	22·5 Mm.	29·2 Mm.
Breite	16 „	2·2 „	19·2 „	18·4 „	30·7 „
Dicke	7·8 „	2 „	9·5 „	9·2 „	15 2 „

Was die vorliegende Species des Genus *Rhynchonellina* betrifft, ist das Materiale, welches mir von derselben zur Verfügung steht, auf die oben angeführten fünf Exemplare beschränkt; es kann daher die Beschreibung auch nur eine vorläufige sein, wenngleich dieses Material in einem vortrefflichen Erhaltungszustande sich befindet.

Der Umriss des Gehäuses ist im Allgemeinen mehr weniger abgerundet, fünfseitig länglich, die Gehäuse scheinen sich aber mit dem Alter etwas zu verbreitern, was sich am besten aus der Vergleichung der Verhältnisse der Längen- zu den Breitendurchmessern ergibt.

Aeltere Formen zeichnen sich ausserdem offenbar durch eine bedeutende Aufblähung aus, wie schon das Anwachsen der Dickendurchmesser zeigt.

Die grosse Klappe wölbt sich vom Schnabel weg, wird aber dann allmälig immer flacher, nur gegen die Seiten hin tritt ein steilerer Abfall ein. An dem Exemplare (Fig. 5 *d*) lässt sich übrigens auch deutlich die doppelte, der Länge nach fein gestreifte Leiste der grossen Klappe verfolgen, welche natürlich auf dem entsprechenden Steinkerne als Furche erscheint, während von einem eigentlichen Medianseptum nichts zu sehen ist.

Die kleine Klappe ist im Allgemeinen etwas flacher als die grosse, besitzt einen fast geraden Schlossrand und in der Mitte eine Einbiegung, wodurch der sonst so ziemlich in einer Ebene verlaufende Rand an der Stirnseite etwas nach abwärts ausgebuchtet erscheint.

Beide Klappen stossen unter einem spitzen Winkel zusammen, der Rand erscheint daher zugeschärft.

Der Schnabel (Tab. VI, Fig. 5 *h*) ist spitz und kräftig herabgebogen, steht jedoch vom Wirbel etwas ab.

Das Deltidium ist nicht sehr hoch, besitzt im Uebrigen die Eigenschaften desjenigen der Rhynchonellinen, ist rudimentär und mit einer ovalen Oeffnung versehen, zeigt überdies eine deutliche Querstreifung (Tab. VI, Fig. 5 *c*).

Die Schale zeigt prismatische Structur, die Prismen verlaufen sehr schräge gegen die Oberfläche, von Poren ist nichts zu sehen.

An den vorliegenden Exemplaren ist sie durch Eisenoxydhydrat braun gefärbt, sonst sehr gut erhalten, fein gerippt (auf dem Rande der grösseren Klappe des besterhaltenen Exemplares finden sich 88 Rippen). Diese Rippen haben die Eigenschaft, dass sie sich bereits in geringer Entfernung vom Schnabel theilen und dann weiter gegen den Rand hin noch einmal, so dass am Rand die Zahl der Rippen eine grössere ist als in der Umgebung des Wirbels. Ausserdem finden sich an beiden Schalen deutliche Anwachsstreifen, welche auf der kleinen Klappe einfach kreisförmig verlaufen, auf der grösseren aber eine deutliche Einbuchtung gegen den Schlossrand zeigen (Tab. VI, Fig. 5); durch ihr stärkeres Hervortreten erhalten die Rippen ein schuppig-dachziegelartiges Ansehen.

Von Muskeleindrücken konnte aber mit Bestimmtheit nichts wahrgenommen werden [1].

Was den Brachialapparat betrifft (Tab. VI, Fig. 5 *e*) so ist derselbe der der Rhynchonellinen, bestehend aus zwei langen, divergirenden Lamellen, welche, unter dem Wirbel beginnend, von der kleinen Klappe bis zur grossen Klappe im Bogen sich hinziehen, in der Mitte sich verbreitern und gegen die Spitze zu sich auskeilen.

Ein Fortsatz, gegen das Ende zu sich unter einem Winkel abzweigend, wie ihn Gemmellaro als für manche Species der Gattung *Rhynchonellina* charakteristisch angibt, konnte trotz sorgfältigster Beobachtung nicht wahrgenommen werden. Ebenso führte auch das Anschleifen, selbst nach dem „Zugmayr'schen Cardinalschliffe", zu keinem weiteren Resultate, was namentlich in Bezug auf die genaue Darstellung der Articulation beider Klappen (Schlosszähne und Grube) beklagenswerth ist.

Immerhin ist mit Sicherheit anzunehmen, dass die vorliegenden Stücke einer Species des Genus *Rhynchonellina Gem.* angehören, welche bis jetzt noch nicht beschrieben worden ist.

Dass sie wirklich der Gattung *Rhynchonellina Gem.* angehört, ist durch den Besitz der langen Crura, auf deren Existenz Gemmellaro die Gattung *Rhynchonellina* gegründet und sie von *Rhynchonella Fisch.* getrennt hat, sichergestellt.

Gemmellaro charakterisirt in seinen „Studj pal. s. Fauna del calcare a Terebr. Janitor (unteres Tithon, Plassenkalk) del Nord. d. Sic. Parte III" das Genus *Rhynchonellina* folgendermassen: „Schale von faserigem, nicht punctirten Bau, ungleichklappig, gleichseitig, mehr oder weniger gestreift, von viereckiger Form manchmal zur dreiseitigen hinneigend, aussen glatt oder mit Längsrippen versehen. Die kleine Klappe besitzt einen langen, geraden oder etwas geschweiften Cardinalrand, ist weniger aufgeblasen als die entgegengesetzte Klappe und manchmal flach deckelförmig. Die grössere Klappe ist convex geschweift, besitzt eine lange Spitze, welche mehr oder weniger stark geschweift und unterhalb von einem dreieckigen Loche durchbohrt ist.

[1] Vergleiche die vorhergehende Arbeit Eichenbaum's und die Anmerkung nach Gemellaro.

Dieses Loch ist von einem manchmal rudimentären Deltidium verdeckt, welches die seitliche und untere Begrenzung eines centralen und beiläufig ovalen Loches bildet."

Die Area ist deutlich breit, concav dreieckig und wird bei einigen Arten im ausgewachsenen Alter durch die starke Krümmung der Spitze über das Schloss hinüber unsichtbar. Das Schloss besteht aus zwei seitlich gebogenen Zähnen der grossen Klappe, welche in zwei correspondirenden Gruben der kleinen Klappe eingelenkt sind. Das Armgerüst wird von zwei sehr langen parallelen Lamellen gebildet, welche nach aussen divergiren. Bei einigen Arten besitzt nun jede dieser Lamellen an ihrem Ursprunge eine accessorische, sichelförmige Scheide, welche mit ihrer Spitze direct gegen das Schloss gerichtet und parallel mit jener der anderen Seite ist.

Der faserige Bau der Schale und die Anlage des Armgerüstes gestatten keinen Zweifel über die Zugehörigkeit dieses Genus zur Form der *Rhynchonellidae.* Gemmellaro führt nun vier Species der neuen Gattung *Rynchonellina Gem.* an:

1. *R. Suessi Gem.*, die am häufigsten in Biliemi bei Palermo vorkommende Art, eine viereckige, mehr weniger abgerundete, aber sehr stark aufgeblähte und rippenlose Form mit deutlich sichtbarer Area, Deltidium und Schnabelloch und nur wenig ausgebuchteter kleiner Klappe.

2. *R. bilobata Gem.*, gleichfalls aus Biliemi, nicht so stark aufgebläht wie die vorige, rippenlos, Schnabel tief heruntergezogen, so dass Area, Deltidium und Schnabelloch unsichtbar werden, beide Klappen zeigen Einbuchtung, die kleine Klappe ist stärker gebuchtet wie bei der vorigen Art.

3. *R. Ciofaloi Gem.*, aus dem grauen Kalke von Castell Termini, unterschieden von den beiden früheren Species durch eine viel geringere Grösse mit deutlich sichtbarer Area, Deltidium und Schnabelloch, ohne oder mit nur sehr undeutlicher Einbuchtung der kleinen Klappe.

4. *Rh. Seguenzae Gem.*, ebenfalls aus Biliemi, von viereckiger Gestalt und schon äusserlich von den bisher besprochenen Rhynchonellinen dadurch unterschieden, dass die Schale deutliche Längsrippen zeigt.

Eine fünfte neue Species führt Joseph Eichenbaum in „Brachiopoden von Smokovac bei Risano in Dalmatien" (siehe oben) an, welche sich von *Rh. Seguenzae Gem.* durch den Bau der Crura und einen viel höheren gewölbten Schnabel unterscheidet, im Uebrigen die Berippung der Schale mit dieser theilt; er nennt sie *Rh. Brusinai.*

Eine genaue Beschreibung der Arten 1, 2, 4 und 5 liefert Joseph Eichenbaum in der oben citirten Abhandlung. In Betreff der Species 3 verweise ich auf Gemmellaro's umfassendes und bereits oben citirtes Werk.

Von den unter 1, 2 und 3 angeführten Species ist die vorliegende Art ausser anderen schon durch den Besitz einer mit Rippen versehenen Schale unterschieden.

Von den unter 4 und 5 angeführten Formen unterscheidet sie sich durch die Beschaffenheit der Schale, dann aber auch durch die Anlage des Schlossrandes in ganz hervorragender Weise, so dass die Behauptung, man habe es hier mit einer neuen, bisher noch nicht beschriebenen

Species des Genus *Rhynchonellina Gem.* zu thun, volle Berechtigung für sich hat.

Von sonstigen Rhynchonelliden, die bis nun beschrieben wurden und als der Gattung *Rhynchonellina Gem.* angehörig betrachtet werden könnten, haben wohl nur die von Joh. Böckh in: „Die geologischen Verhältnisse des südlichen Theiles des Bakony", II. Theil, Pest 1874, unter dem Namen *Rhynchonella Hoffmanni Böckh* abgebildeten zwei Species hieher gezählt zu werden; die eine derselben, abgebildet auf Tab. I, Fig. 16, 18, zeigt unverkennbar eine gewisse äussere Aehnlichkeit mit *Rhynchonellina Seguenzae Gem.*, ihr ebenfalls dargestellter Brachialapparat ist aber dort gefehlt gezeichnet, hauptsächlich wohl darum, weil sich der Längsschliff senkrecht auf beide Schalen zur Darstellung des Apparates nicht eignet. Die Crura verlaufen nur anfangs parallel, divergiren aber dann, werden so beim Anschleifen einfach weggeschliffen und fallen daher viel kürzer aus als sie in Wirklichkeit sind.

Die zweite, auf Tab. II, Fig. 1—11 abgebildete Species hingegen stimmt bezüglich der äusseren Gestalt und bezüglich der doppelten Leiste der grossen Klappe ziemlich genau mit *Rhynchonellina Fuggeri n. sp.* überein, wenn auch die hier vorliegenden Exemplare in einem viel besseren Erhaltungsstadium sich befinden.

Auch bezüglich des geologischen Alters dürften sich beide ziemlich concordant verhalten. *Rhynchonella Hoffmanni Böckh.* wird von diesem als dem unteren Lias angehörig angegeben. Die vorliegenden fünf Exemplare stammen aus einem Findlinge des oberen Brunnthales — Untersberg Nordseite — den Herr Prof. Eberhard Fugger gelegentlich einer Excursion auffand; es handelte sich daher vor Allem, das Gestein zu finden, welchem dieser Findling angehörte, und in der That hat Fugger laut eines von ihm eingetroffenen Schreibens den rothen Kalk, in welchem sich die *Rh. Fuggeri n. sp.* findet, im oberen Brunnthale anstehend gefunden, und zwar im Liegenden jener Plassenkalke, welche nach Ansicht des oben citirten Geologen die Decke des ganzen Nordabhanges des Untersberges bilden sollen.

Nach der Gümbel'schen Karte finden sich auf dem Untersbergplateau Schollen von Lias; zahllose Flecken und Buchten von grösserer oder kleinerer Ausdehnung, in welchen die Decke bis auf den Lias eingerissen erscheint. Das Liasgestein ist entweder weiss oder röthlichweiss, häufig gebändert oder roth und dann gewöhnlich reich an Versteinerungen, insbesondere an Terebrateln, Rhynchonellen, Crinoiden und wohl auch Ammoniten, doch gehören letztere immerhin zu den Seltenheiten (Fugger, pag. 135). Nur Gümbel fand einmal in der Aschau ein *Harpoceras*, wodurch wohl die Zugehörigkeit dieser Partie zum Lias ziemlich sicher erscheint.

Auch stimmt der Charakter des Gesteines mit jenem der Liaskalke, welche in der Hierlatzfacies ausgebildet sind, genau überein, und dürfte somit das Alter der *Rhynchonellina Fuggeri n. sp.* in den Lias zu setzen sein, ein geologisches Alter, wie es Böckh für seine *Rhynchonella Hoffmanni* angibt.

Eine genauere Altersangabe ist vorderhand nicht möglich.

Gemmellaro's Rhynchonellinen stammen freilich aus einem viel höheren geologischen Horizonte. Die Zone der *Terebratula Janitor*

gehört bekanntlich in das untere Tithon, und auch die Annahme, dass die von J. Eichenbaum aus Dalmatien beschriebenen Rhynchonellinen einem nahezu gleichalterigen Horizonte angehören wie die Gemmellaro's, hat viele Wahrscheinlichkeit für sich.

Gesetzt, es sind nun diese beiden Altersangaben richtig, so haben wir nun die interesante Thatsache vor uns, dass aus zwei dem geologischen Alter nach weit getrennten Ablagerungen Rhynchonellinen bekannt sind, und es scheint daraus hervorzugehen, dass das Genus *Rhynchonellina Gem.* eine lange geologische Periode hindurch angedauert, dass bereits im Lias oder noch früher seine Abzweigung von der Gattung *Rhynchonella Fisch.* stattgefunden habe, dass dann aber eine grosse Lücke in unserer Kenntniss von Rhynchonellinen vom mittleren bis zum obersten Jura eintritt, eine Thatsache, welche übrigens dadurch leicht erklärlich wird, dass man Brachiopoden mit gut erhaltenen Armgerüsten verhältnissmässig nur sehr selten findet, und die Abtrennung des Genus *Rhynchonellina Gem.* von dem Genus *Rhynchonella Fisch.* hauptsächlich auf die eigenthümliche Structur des Armgerüstes gegründet ist.

Uebrigens ist es auch charakteristisch, dass beide vom Untersberg bekannten *Rhynchonellinen* aus dem oberen Brunnthal stammen, in welchem wahrscheinlich verschiedene geologische Horizonte aufgeschlossen erscheinen.

Rhynchonellina aff. bilobata Gem.

Tab. IV., Fig. 6.

1876 Gem. stud. pal. d. fauna di Calcare a Terebrat. Janitor. Palermo 1868—1876. Parte III, pag. 32, Tab. V, Fig. 8—14.

	I.	II.	III.	IV.
Länge	3 Mm.	4 Mm.	6 Mm.	7·5 Mm.
Breite	2·5 „	4 „	7 „	8·5 „
Dicke	1 „	2 „	3·2 „	4 „

Rundliche bis querovale Formen, offenbar im Jugendstadium sind es, die wir hier vor uns haben; in den ersten Stadien sind sie ganzflach, ältere Exemplare zeigen sich dicker, die kleine Valve besitzt einen schwachen Sinus, die grosse Valve besitzt ebenfalls gegen die Stirne hin eine kleine Einbuchtung, wodurch der Stirnrand eine seichte Einschnürung erhält. Der Schlossrand ist ziemlich gebogen, Seitenränder und Stirnrand verlaufen in einer Ebene; der Schnabel ist gerade; Area, Deltidium und Loch sind sehr undeutlich, letzteres scheint oval zu sein. Beim Anschleifen konnte ich keine Spur eines Brachialapparates finden. Die äusseren Formverhältnisse stimmen noch am besten mit den von Gemmellaro auf Tab. V, Fig. 13 abgebildeten Exemplaren; obwohl auch eine grosse Aehnlichkeit mit den auf Tab. VI, Fig. 1 abgebildeten Jugendexemplaren der *Rh. Suessii Gem.* in Eichenbaum's Abhandlung nicht zu verkennen ist.

Wahre Lumachellen, angefüllt mit diesem aber auch nur mit diesem Brachiopoden, finden sich am Hochmais unter den Brunnthalköpfen auf der Nordseite des Untersberges. Das Gestein ist weisser krystallinischer Kalk.

Ueber Foraminiferen aus dem rjäsan'schen Ornatenthone.

Von Dr. Victor Uhlig.

Mit 3 Tafeln (Nr. VII—IX).

Im Jahre 1881 unternahm Herr L. Teisseyre aus Tarnopol auf Anregung von Prof. Neumayr eine Reise ins rjäsan'sche Gouvernement in Russland, um den dortigen, an Fossilien, namentlich Ammoniten, so reichen Ornatenthon auszubeuten. Proben des letzteren wurden im hiesigen paläontologischen Universitäts-Museum auf Foraminiferenführung hin untersucht, und es zeigte sich dabei, dass der rjäsan'sche Ornatenthon eine reiche und sehr wohlerhaltene Mikrofauna einschliesst [1].

Das Untersuchungsmaterial wurde durch Schlämmen des schiefrigen Thones gewonnen, in welchem die Herrn Teisseyre interessirenden Ammoniten- und sonstigen Molluskenreste eingeschlossen waren. Da die Quantität desselben keine besonders grosse war, ist es natürlich, dass auch die daraus erhaltene Mikrofauna eine unvollkommene, in mancher Beziehung mangelhafte genannt werden muss. Nichtsdestoweniger entschloss ich mich doch zur Untersuchung derselben und Veröffentlichung der dadurch gewonnenen Ergebnisse, denn es zeigte sich schon bei oberflächlicher Durchsicht der betreffenden Fauna, dass dieselbe von grossem paläontologischem Interesse ist und mehrere so bemerkenswerthe Typen enthält, wie man sie in einer verhältnismässig doch nicht sehr grossen Foraminiferenfauna nur selten anzutreffen Gelegenheit hat. Auch ist unsere gegenwärtige Kenntnis der Protozoën der Juraformation noch keine so ausgedehnte, als dass nicht auch ein kleiner Beitrag hiezu willkommen geheissen werden könnte. Für die Ueberlassung des Untersuchungsmaterials spreche ich Herrn Prof. Neumayr und Herrn L. Teisseyre meinen wärmsten Dank aus.

Bekanntlich war es Prof. Neumayr [2], welcher in einer für das Verständnis des russischen Jura überaus wichtigen Arbeit erwiesen

---

[1]) Eine vorläufige Notiz wurde darüber in den Verhandlungen der geologischen Reichsanstalt 1883, pag. 101 veröffentlicht.

[2]) Die Ornatenthone von Tschulkowo etc. in Benecke's geogn.-pal. Beiträgen Bd. II, pag. 321, 1876.

hat, dass die Fauna der Thone von Tschulkowo mit der der südwestdeutschen Ornatenthone eine auffallende Uebereinstimmung zeigt. Die wenigen Ammonitenreste, welche Neumayr untersuchen konnte,

Harpoceras Brighti Pratt.
„ *lunula Ziet.*
Perisphinctes skopinensis Neum.
„ *mosquensis Fisch.*
Stephanoceras coronatum Brug.
Cosmoceras Jason Ziet.
„ *Pollux Rein.*

genügten nicht nur zur genauen Präcisirung der stratigraphischen Stellung, sondern ermöglichten auch weittragende Schlüsse über die Herkunft eines Theiles der russischen Jurafauna. Nach Neumayr entsprechen die Thone von Tschulkowo, die von diesem Autor geradezu als Ornatenthone bezeichnet wurden, dem mittleren und oberen Callovien, den Zonen des *Simoceras anceps* und des *Peltoceras athleta* von Westeuropa.

Herrn Lahusen[1]), welcher eine ausführliche geologische und paläontologische Arbeit über den Jura des Gouvernements Rjäsan vorbereitet, verdanken wir wichtige Angaben über die Lagerungsverhältnisse und die Gliederung des rjäsan'schen Jura. Für die vorliegende Arbeit haben namentlich die Ausführungen über die Oertlichkeiten Tschulkowo und Pronsk Interesse, da diese die beschriebenen Foraminiferen geliefert haben.

Nach Lahusen können die schwarzen und grauen Thonschichten, welche im Gouvernement Rjäsan ein höheres Niveau einnehmen, nach ihren Fossilien in zwei bestimmte Horizonte getrennt werden.

In Tschulkowo treten nur die echten Ornatenthone des oberen Callovien auf, während in Pronsk, wo die Ornatenthone mit denselben Fossilien erscheinen, zwischen diesen und der Aucellenbank schwarze und graue Thone mit Fossilien des untersten Oxfordiens, wie *Am. cordatus*, *Arduennensis*, *perarmatus*, eingeschaltet sind (l. c. pag. 490, 491).

Herr L. Teisseyre hat mehrere Oertlichkeiten im Rjäsan'schen ausgebeutet und darunter besonders Pronsk an der Pronia und Tschulkowo. Die von ihm soeben veröffentlichte paläontologische Studie, welche einen wichtigen Beitrag zur Kenntnis des russischen Jura[2]) bilden wird, gibt uns ein schönes Bild des grossen Ammonitidenreichthums der rjäsan'schen Ornatenthone. Leider wurden beim Schlämmen der Gesteinsstücke die Localitäten Tschulkowo und Pronsk nicht auseinandergehalten. Bei der im Wesentlichen doch sehr grossen Gleichartigkeit der Ammoniten beider Localitäten ist es sehr wahrscheinlich, dass auch die Foraminiferen keine grossen Abweichungen aufweisen dürften.

---

[1]) Ueber die jurassischen Bildungen im südwestlichen Theile des Gouvernement Rjäsan. Neues Jahrb. f. Min. etc. 1877, pag. 483.

[2]) Ein Beitrag zur Kenntniss der Cephalopodenfauna der Ornatenthone im Gouvernement Rjäsan. Sitzungsber. d. kais. Akad. Wien, 86. Bd., II. Abth., 1883, pag. 538—625.

Der Ornatenthon von Pronsk und Tschulkowo ist ein dunkel grauer oder schwarzer schiefrig-sandiger Thon, der in seinen petrographischen Merkmalen sehr an den schwäbischen Ornatenthon und vielleicht noch mehr an den österreichischen Schlier erinnert. Seine Fauna besteht vorwiegend aus Ammoniten, die zu Tschulkowo in verkiestem Zustand und in Pronsk mit Schale erhalten sind. Neben den Ammoniten treten einzelne Bivalven- und Gasteropoden, den Gattungen *Pecten*, *Posidonomya*, *Nucula*, *Leda*, *Arca*, *Astarte*, *Eunema*, *Pleurotomaria* etc. auf, unter welchen ein glatter *Pecten* und besonders *Posidonomya ornati Qu.*, welche auch Lahusen citirt, häufig und daher bezeichnend sind. Der Schlämmrückstand enthält Nuclei von Bivalven und Gasteropoden, Trümmer der Perlmutterschale der Ammoniten und daneben zahlreiche Foraminiferen und Ostracoden.

Von Foraminiferen werden im Folgenden 30 Species aufgeführt und beschrieben, doch ist damit keineswegs der gesammte Formenreichthum der rjäsan'schen Ornatenthone erschöpft, denn mehrere Arten mussten wegen fragmentarischer Erhaltung unberücksichtigt bleiben, welche die vorliegende Fauna wesentlich vermehren würden. Auch unterliegt es keinem Zweifel, dass man die Artenzahl mit Leichtigkeit vervielfachen könnte, wenn man grössere Mengen Rohmaterials aus verschiedenen Localitäten schlämmen würde. Der vortreffliche Erhaltungszustand der Schälchen, die Mannigfaltigkeit derselben und das nicht geringe paläontologische Interesse, welches sich an dieselben knüpft, würden eine in grösserem Massstabe ausgeführte Arbeit gewiss zu einer sehr lohnenden gestalten.

Durch eine derartige Arbeit, welche auszuführen die Verhältnisse mir nicht gestatten, würden gewiss viele wichtige paläontologische Details gewonnen und manche der hier erlangten Resultate ergänzt und wohl auch berichtigt werden.

Der Umstand, dass mein Untersuchungsmaterial nicht besonders reichlich war, war nicht nur auf die Zahl der Arten von Einfluss, sondern bis zu einem gewissen Grade auch auf die Namengebung. Auf Unica habe ich nur in zwei Fällen, bei *Glandulina Lahuseni* und bei *Frondicularia Teisseyrei*, neue Arten begründet, weil es sich dabei um, wie mir scheint, bisher ganz neue, unbekannte Typen handelt; wo sich aber vereinzelte Exemplare an bereits bekannte Formengruppen anschlossen, habe ich sie lieber unter dem Namen der nächststehenden Species angeführt. In solchen Fällen lässt es sich ja niemals mit voller Bestimmtheit entscheiden, ob die bemerkbaren geringen Abweichungen in der That ein constantes Merkmal der betreffenden Art oder Form bilden oder nicht, ob man also zur Ertheilung eines besonderen Namens, mag man ihn nun schon als Species-, Form- oder Varietätennamen auffassen, berechtigt ist oder nicht. Dies war der Fall bei *Vaginulina cf. harpa*, bei den Frondicularien aus der Verwandtschaft der *Fr. complanata Def.* und bei mehreren anderen Formen.

Besonders vorsichtig war ich mit der Ertheilung neuer Namen bei gewissen altbekannten Formenreihen, die sich durch grosse Horizontal- und Verticalverbreitung auszeichnen und eine sehr indifferente äussere Gestalt besitzen; solche Formenreihen sind z. B. die der *Cristellaria rotulata* und *Bronni*, oder des *Plecanium agglutinans*. Die

einzelnen, mehr oder minder in einander übergehenden, schwer oder gar nicht von einander zu trennenden Formen dieser Reihen haben im Laufe der Zeit zahlreiche Namen erhalten, deren Werth meist nur ein sehr untergeordneter ist. Ohne bezüglich der Species- und Genusfassung und der Nomenclatur den Standpunkt von Parker, Jones und Carpenter zu theilen, muss man doch bei vorurtheilsfreier Betrachtung zugeben, dass gerade innerhalb der weitverbreiteten und gemeinen Gruppen die Neigung zur Variabilität eine besonders grosse ist. In solchen Fällen ergibt sich eine weitere Fassung des Artbegriffes von selbst. So habe ich unter der Bezeichnung *Cristellaria rotulata Lam.* eine grössere Menge von Formen zusammengefasst, als dies z. B. Reuss gethan hat. Einzelne Exemplare dieses Formenkreises haben stärkere, andere schwächere Nahtleisten, einige haben sehr zahlreiche, andere weniger zahlreiche Kammern in einem Umgange. Auch die Dicke, die Grösse der Nabelschwiele, selbst die Grösse und Form der Mündung unterliegt gewissen Schwankungen, und endlich haben viele Exemplare eine gewisse Neigung, die vordersten Kammern des letzten Umganges aus der regelmässigen Spirale ein wenig heraustreten zu lassen, während dies bei anderen nicht der Fall ist. Diese Exemplare, bei welchen die letzten Kammern nicht mehr die centrale Nabelschwiele erreichen (vergl. Taf. IX, Fig. 1, 3), zeigen offenbar den Uebergang zu *Crist. Bronni* an. Trotzdem ist zwischen den ersteren, unter dem Namen *Cr. rotulata* zusammengehaltenen Formen und den als *Cr. Bronni* zu bezeichnenden eine so grosse Kluft, dass man bei keinem Exemplare über die jeweilige Zugehörigkeit im Zweifel bleibt. Hier ist kein Zusammenfliessen der Formen, sondern eine nicht völlig überbrückte Kluft vorhanden, deren Bestehen durch Ertheilung eines besonderen Namens an die jenseits dieser Kluft gelegenen Formen zum Ausdruck gelangen muss. Unter den von mir als *Cr. rotulata* zusammengefassten Exemplaren, deren Typus oder häufigste Erscheinungsform durch Fig. IX der Taf. 2 gegeben erscheint, befinden sich solche, die ihrer äusseren Gestalt nach mehr oder minder dem entsprechen, was Reuss[1]) in seiner Arbeit über die Foraminiferen des Hils und Gault *Cr. nuda*, *subaperta*, *pulchella*, *Dunkeri Röm.*, *subangulata* genannt hat. Ich habe anfangs versucht, die Exemplare in sorgfältigster Weise zu trennen, doch überzeugte ich mich bald, dass dies in Folge des innigen Zusammenhanges aller dieser Formen ein frucht- und zweckloses Unternehmen ist. Da mir das Reuss'sche Material von *Cr. Römeri*, *Dunkeri* etc. nicht gänzlich zur Verfügung war, bin ich weit entfernt davon, ein Aehnliches auch für diese Reuss'schen Formen zu behaupten; bei den russischen verhält es sich aber in der angegebenen Weise. Wo man es mit offenbar nahe verwandten Formencomplexen zu thun hat, wird man gut thun, die Species- oder Formgrenzen da anzubringen, wo eine Kluft vorhanden oder mindestens der Uebergang am wenigsten vermittelt ist.

Bei den gemeinen und verbreiteten Typen ist auch noch die Schwierigkeit vorhanden, dass gerade bei ihnen die Synonymie aus naheliegenden Gründen am verwirrtesten ist. Die Arbeiten von Parker

[1]) Sitzungsber. der k. Akademie Wien. Bd. 46, Taf. VIII.

und Jones haben wohl diesbezüglich Manches verbessert, allein sie sind namentlich wegen des besonderen Standpunktes, welchen diese Forscher mit Carpenter in systematischer Hinsicht einnehmen, nicht ganz ausreichend.

Die Richtigstellung der Synonymie und die Klarlegung solcher Formenkreise wäre gewiss äusserst wichtig und dankenswerth, allein es ist dies eine Arbeit für sich, die natürlich nur mit grossem Material ausgeführt werden kann. Bei einer so kleinen Studie wie der vorliegenden kann man auf derartige Fragen nicht wohl eingehen, sondern muss einen vermittelnden Weg einschlagen.

Bei jeder Art, die mit einer bereits bekannten identificirt wurde, ist der Grad der Uebereinstimmung nach Möglichkeit genau angegeben; jegliche Abweichungen selbst geringfügiger Art wurden, wenn vorhanden, hervorgehoben. Die folgende Liste gibt ein Bild der mir vorliegenden Fauna. In der ersten Reihe befinden sich die Angaben über die Häufigkeit der einzelnen Arten, wobei die Ziffern die Anzahl der vorhandenen Exemplare, die Abkürzungen s. v. = sehr viele, v. = viele Exemplare bedeuten. Die folgenden Reihen sollen zum Vergleiche mit ähnlichen Faunen dienen, wobei durch ein liegendes Kreuz die Vertretung einer analogen, durch ein stehendes Kreuz die einer nahezu oder völlig übereinstimmenden Form angedeutet werden soll.

	Stück-Zahl	Hils n. Roem. und Reuss	Gault nach Reuss	Chellaston n. Park. u. Jones	Parkinsonischichten n. Terquem	Recent und Tertiär
Nodosaria prima Orb.	4	×	×	+	×	×
Nodosaria sp?	1	—	—	—	—	—
Glandulina humilis Roem.	1	+	—	+	—	+
„ *Lahuseni n. f.*	1	—	—	—	—	—
Dentalina cf. subplana Terq.	5	×	×	—	+	×
„ *cf. deflexa Reuss*	1	—	+	—	×	×
Vaginulina cf. harpa Roem.	3	+	×	+	×	×
„ *mosquensis n. f.*	2	×	—	—	×	—
Cristellaria rotulata Lam. var. Römeri Rss.	s. v.	+	+	+	×	+
„ *Bronni Roem.*	v.	+	+	+	×	+
„ *cultrata Montf.*	2	—	—	—	—	+
„ *tricarinella Rss.*	3	+	+	—	—	—
„ *manubrium Schwag.*	3	—	—	—	—	—
„ *subcompressa Schwag.*	2	+	—	—	—	—
Flabellina centralis Terq.	3	—	—	—	+	—
Frondicularia cf. nitida Terq.	1	—	—	×	×	—
„ *cf. major Bornem*	1	—	—	—	—	×
„ *lingulaeformis Schwag.*	3	—	—	—	×	×
„ *Teisseyrei n. f.*	1	×	×	—	—	—
„ *Nikitini n. f.*	4	—	—	—	—	—
„ *Mölleri n. f.*	v.	—	—	—	—	—
Plecanium concinnum Rss.	1	—	+	—	—	+
Orbulina neojurensis Karr.	1	—	—	—	+	+
Epistomina mosquensis n. f.	s. v.	+	+	—	—	—
„ *reticulata Rss.*	v.	+	+	—	—	—
„ *stelligera Rss.*	s. v.	+	+	?	×	×
Pulvinulina rjäsanensis n. f.	s. v.	—	—	—	—	×
Rotalia Beccari Linné	v.	—	—	—	—	+
Polystomella Fichteli Orb.	1	—	—	—	—	+
„ *cf. crispa Lam.*	2	—	—	—	—	×

Die vorstehenden 30 Species vertheilen sich auf 13 Gattungen, welche fünf Familien [1]), den Lageniden, Textulariden, Globigeriniden, Rotaliden, Nummuliniden zufallen. Davon ist nach Arten- und Gattungszahl die Familie der Lageniden am stärksten vertreten, dann folgen die Rotaliden, welchen sich in fast gleich schwacher Entwicklung die Nummuliniden, Globigeriniden und Textulariden anschliessen. Bemerkenswerth ist, dass sämmtliche Arten aus der Familie der Rotaliden durch sehr grosse Individuenanzahl ausgezeichnet sind, alle übrigen Species mit Ausnahme der *Cristellaria rotulata* und *Bronni* weisen eine nur geringe Individuenzahl auf. Sämmtliche hier vertretene Gattungen besitzen eine perforirte Schale, die porcellanschaligen Milioliden fehlen vollkommen. Kieseligsandige Schalenbeschaffenheit zeigt nur eine Species, *Plecanium concinnum*, die Familien der Lituoliden und Astrorhiziden sind in unserer Fauna unvertreten. Von den übrigen, grösseren Gruppen die man in mesozoischen Faunen bereits nachgewiesen hat, fehlen namentlich die Buliminen und die Polymorphinen.

Dagegen gibt es wenige mesozoische Faunen, in welchen die Familien der Rotaliden und die der Nummuliniden eine so wichtige Rolle spielen würden, wie gerade hier.

Eine echte *Rotalia* mit doppelten Kammerscheidewänden kennt man aus so geologisch alten Schichten noch nicht mit Sicherheit, das Vorkommen dieser Gattung ist daher bemerkenswerth. Die den Pulvinulinen im weiteren Sinne angehörigen Epistominen sind hier prächtig vertreten. Ueberhaupt scheint es, dass die Pulvinulinen und Epistominen in der mesozoischen und vielleicht auch in der paläozoischen Aera die wichtigste Gruppe der Rotaliden gebildet haben, wie ich das in der Gattungseinleitung zu *Epistomina Terq.* ausführlicher erörtern werde. Dagegen fehlen sonderbarerweise die grobporigen Discorbinen gänzlich. Die Familie der Nummuliniden ist durch zwei Arten von *Polystomella* vertreten. Wenn auch dieses Vorkommen nicht das geologisch älteste der bisher bekannten ist, so kann es doch immerhin hohes Interesse beanspruchen, da diese Gattung im Mesozoischen nur äusserst spärlich vorgefunden wurde. Gümbel [2]) beschreibt eine generisch nicht ganz sichere Art aus dem oberjurassischen Schwammlager von Streitberg, Terquem [3]) eine, wie es scheint, der *Polyst. crispa* verwandte Art aus dem Lias von St-Julien-lès-Metz. In der Zusammenstellung der Foraminiferen in Bronn's Classen und Ordnungen des Thierreiches, Bd. I von Bütschli, pag. 212, wird das Vorkommen von *Polystomella* in der Kreideformation unter Fragezeichen angegeben.

Der Individuenzahl nach lassen die drei *Epistominen* und die eine *Pulvinulina* alle anderen Gattungen und Arten entschieden weit zurück und bestimmen dadurch geradezu den Charakter der Fauna. Da die Pulvinulinen, wie bekannt, zu den pelagisch lebenden Foraminiferen gehören, stimmt dies auch mit dem Charakter der makrosko-

[1]) Vergl. Brady in Ann. a. Mag. Nat. Hist., 5. ser., Bd. XIX.

[2]) Das Streitberger Schwammlager und seine Foraminifereneinschlüsse, pag. 231, Taf. IV, Fig. 6.

[3]) Rech. Foramf. Lias, Mém. Acad. Metz 1857—58. pag. 68, Taf. IV, Fig. 7.

pischen, im rjäsan'schen Callovien vorkommenden Thierformen vortrefflich überein, denn auch unter diesen überwiegen weitaus die pelagischen Ammoniten. Nur das Erscheinen zweier Polystomellenarten passt nicht gänzlich hiezu, da man diese zierlichen Schälchen gegenwärtig vorwiegend in seichtem Wasser antrifft. Vielleicht wurden die betreffenden Exemplare von seichteren Stellen aus eingeschwemmt. Die Polystomellen und *Rotalia Beccari* zeichnen sich eigenthümlicherweise durch jene hellgelbe Färbung aus, welche häufig auch die Exemplare aus dem Leithakalk und -Mergel des Wiener Tertiärs zeigen.

In rein paläontologischer Beziehung sind ausser den Pulvinulinen, Epistominen, Rotalien und Polystomellen noch drei Frondicularienarten hervorzuheben, welche sich an die merkwürdige *Frond. didyma Berth.* anschliessen.

Ich gehe nun zum Vergleiche mit anderen mesozoischen Faunen über. Die grösste Aehnlichkeit scheint mir unsere Fauna mit der des nordwestdeutschen Hils und Gault, die wir durch die Arbeiten von Römer[1]) und Reuss[2]) kennen, zu besitzen. Diese Aehnlichkeit wird namentlich bedingt durch die gleichmässige Entwicklung der merkwürdigen Epistominen, die in den genannten Faunen durch vollkommen identische oder doch wenigstens sehr nahestehende Arten vertreten sind. Die starke und gleichartige Entwicklung der Cristellarien, Vaginulinen, Glandulinen und Dentalinen ist ein fernerer gemeinsamer Zug. Auch der beiderseitige gänzliche Mangel porcellanschaliger Arten, welcher für die Fauna des Albien von Montcley (Doubs) von Berthelin hervorgehoben wurde, bewirkt eine weitere Uebereinstimmung. Daneben fehlt es den angezogenen Faunen auch nicht an abweichenden Typen. Während im russischen Ornatenthone gewisse glatte und gestreifte Frondicularien eine grosse Rolle spielen und die Gattungen *Orbulina*, *Polystomella* und *Rotalia* vertreten sind, fehlen diese Frondicularien in Hils und Gault fast gänzlich; es ist diese Gattung durch andere Typen repräsentirt und die Gattungen *Orbulina*, *Polystomella* und *Rotalia s. str.* sind darin bis heute noch nicht nachgewiesen. Dagegen ist auch die Fauna des Hils und Gault durch Formen ausgezeichnet, die im russischen Ornatenthon fehlen. Interessant und wichtig ist es ferner, dass fast genau dieselben Formen im Hils und Gault gemein sind, wie im russischen Ornatenthon, es dominiren an Individuenzahl weitaus die Cristellarien aus der Gruppe der *rotulata* und die Epistominen, während fast alle anderen Typen gegen diese sehr zurücktreten.

Viel Uebereinstimmung zeigt auch die Fauna der Parkinsoni-Schichten von Fontoy etc., von welcher uns der unermüdliche Terquem ein sehr genaues und vollständiges Bild geliefert hat. Vollkommene Identität wurde freilich nur bezüglich zweier, höchstens dreier Typen constatirt, dagegen sind viele Arten der Gattungen *Cristellaria*, *Vaginulina*, *Frondicularia*, *Dentalina*, *Orbulina* durch nahestehende Arten vertreten. Die Gattung *Epistomina* spielt auch in der

[1]) Versteinerungen des norddeutschen Kreidegebirges. 1841. Neues Jahrbuch f. Min. 1842, pag. 272.
[2]) Sitz.-Ber. d. kais. Akad. Wien. XLVI. Bd., I. Abth. 1863.

Fauna von Fontoy eine erhebliche Rolle. Letztere ist dagegen ausgezeichnet durch das Vorhandensein zahlreicher *Quinque-*, *Tri-* und *Spiroloculinen*, *Buliminen*, *Polymorphinen*, welche im russischen Ornatenthon nicht nachgewiesen werden konnten.

Auch die von Parker und Jones beschriebene Fauna von Chellaston hat mancherlei Beziehungen zu der zu beschreibenden. Ziemlich viele Arten zeigen da eine auffallende Uebereinstimmung; *Nodosaria prima*, *Glandulina humilis*, *Vaginulina cf. harpa*, *Cristellaria rotulata*, *Bronni* des russischen Ornatenthones sind in Chellaston durch völlig oder nahezu identische Arten und andere wenigstens durch analoge Species vertreten. Auch die übrigen, von Berthelin, Bornemann, Brady, Gümbel, Jones und Parker, Schwager, Terquem u. A. beschriebenen Faunen des Lias und Jura zeigen mit der russischen, namentlich in Bezug auf die Entwicklung der Familie der Lageniden, mancherlei übereinstimmende, aber nicht so auffallende Züge, dass sie zu besonderen Bemerkungen Anlass geben könnten. Parker und Jones[1]) haben ein Verzeichnis der im englischen Jura vorkommenden Foraminiferengattungen gegeben. Vergleicht man damit die russische Fauna, so ergibt sich, dass sämmtliche Gattungen der letzteren, mit Ausnahme von *Polystomella* und *Rotalia*, auch im englischen Jura vertreten sind.

Viele von den Arten des russischen Ornatenthones zeichnen sich durch grosse Verticalverbreitung aus, manche reichen sogar bis in das Tertiär und die Jetztwelt hinein. Es wird sich vielleicht empfehlen, der bemerkenswerthesten dieser Fälle gleich hier mit einigen Worten zu gedenken. Bezüglich der Literaturbelege verweise ich auf die Artenbeschreibung, um nicht dieselben Citate öfter wiedergeben zu müssen. Leider können meine Angaben darüber keine Vollständigkeit oder Genauigkeit beanspruchen, da das mir zur Verfügung stehende Vergleichsmateriale sowohl an mesozoischen, wie an recenten und selbst an tertiären Foraminiferen recht klein ist, und ich diesbezüglich grösstentheils auf die Literatur angewiesen bin. Diese ist aber gegenwärtig, wie allgemein bekannt, keineswegs so vollständig und gründlich, um Vergleichsmaterial gänzlich entbehrlich zu machen. Bezüglich der wichtigsten Formen war ich indessen doch in der Lage, directe Vergleiche mit recenten, tertiären und cretacischen Exemplaren vornehmen zu können.

Die durch grosse Verticalverbreitung ausgezeichneten Arten des russischen Ornatenthones gehören zum Theil den ziemlich niedrig organisirten, einfach gebauten Gruppen an, zum Theil aber nehmen sie eine hohe Entwicklungsstufe ein und zählen mit zu der höchst organisirten Foraminiferen-Familie, die wir überhaupt kennen. Unter die ersteren sind einzureihen: *Nodosaria prima*, *Glandulina humilis*, *Cristellaria rotulata*, *Bronni*, *cultrata*, *Plecanium concinnum*, *Orbulina neojurensis*, unter die letzteren *Rotalia Beccari*, *Polystomella Fichteli*.

Nodosaria prima gehört einer durch Längsstreifung gezierten Nodosariengruppe an, welche bis jetzt aus der oberen Trias, der Jura- und Kreideformation bekannt ist, und im Tertiär und der Jetztwelt durch die sehr

[1]) Geol. Mag. Dec. II, vol. II, pag. 310.

nahestehenden Species *Nod. raphanistrum L.*, *raphanus L.*, *bacillum Defr.*, *Badenensis Orb.*, *affinis Orb.* vertreten wird. Nach den gegenwärtig vorliegenden Abbildungen zu urtheilen, dürften sich wohl nicht alle aus den älteren Formationen bekannten Formen in den geologisch jüngeren Formationen mit genau denselben Merkmalen wiederfinden, gewiss aber ist dies für manche der Fall. Gerade die hier vorliegende *Nod. prima*, die von Orbigny und Terquem ursprünglich aus dem Lias beschrieben wurde, scheint im Tertiär und der Jetztwelt bis jetzt nicht in absolut derselben Form bekannt zu sein, wohl aber sind sehr nahe verwandte Formen vorhanden.

Die glatte Walzenform der *Glandulina humilis*, welche Römer zuerst aus dem Hils bekannt gemacht hat, wurde in den mesozoischen Formationen vielfach nachgewiesen. Das russische Exemplar stimmt nicht nur mit diesen völlig überein, sondern gleicht auch einer recenten, von Parker und Jones beschriebenen Form so vollkommen, dass es unmöglich ist, einen wenn auch noch so geringen Unterschied anzugeben. Noch verbreiteter und häufiger als die letztere Form ist die Formengruppe der *Cristellaria rotulata* und *Bronni*. Wo überhaupt in einer Foraminiferenfauna Cristellarien vorkommen, fehlen diese Formenkreise fast nie, und es geben wohl selbst diejenigen Foraminiferenkenner, die auf der allerschärfsten Formenscheidung bestehen, die völlige Identität der geologisch älteren mit den jüngeren Vertretern dieser Gruppe zu. Ob gerade die mit zahlreichen und ziemlich kräftigen Nahtleisten versehene Form, die man mit Reuss *Cr. Römeri* nennen kann, und die im rjäsan'schen Ornatenthon besonders häufig ist, in der Jetztwelt schon entdeckt wurde, konnte ich aus der Literatur nicht mit Bestimmtheit entnehmen, gewiss aber ist dies mit denjenigen Formen der Fall, die der *Cr. rotulata* im engeren Sinne entsprechen und die im rjäsan'schen Jura in enger Verbindung mit den *Cr. Römeri* zu nennenden Formen vorkommen (vergl. die Detailbeschreibung). Ebenso stimmt die jurassische *Cr. cultrata* gänzlich mit der tertiären und recenten überein, nur scheinen die mit Kiel versehenen Formen in mesozoischen Ablagerungen etwas seltener vorzukommen, als die verwandte *Cr. rotulata.* Das als *Plecanium concinnum Reuss* aufgeführte Exemplar steht in seiner äusseren Form zwischen der Reuss'schen Art und dem *Plecanium abbreviatum* und dem *Plecanium gibbosum*. Die letztgenannten Species werden von den englischen Forschern aus verschiedenen mesozoischen Schichten angegeben; Brady hat die *Textilaria gibbosa Orb.* sogar im schottischen, belgischen und russischen Kohlenkalk nachgewiesen [1]). Aus dem Wiener Tertiär liegen mir zahlreiche Exemplare verwandter Plecanien vor, von welchen einige von dem russischen Exemplare durchaus nicht zu unterscheiden sind.

Orbulina neojurensis wurde von Karrer aus dem Malm von St. Veit bei Wien beschrieben und ist eine so charakteristische Form, dass sie sehr leicht wiedererkannt werden kann. Das Exemplar aus dem rjäsan'schen Jura gleicht vollkommen dem österreichischen Vorkommen. Terrigi hat die *Orbulina neojurensis* im vaticanischen Tertiär entdeckt, Brady im recenten Globigerinenschlamm.

---

[1]) Diese Form wird jedoch von V. v. Möller zu *Cribrostomum* gezählt.

Was nun die beiden langlebigen, aber sehr hoch organisirten Typen *Rotalia Beccari* und *Polystomella Fichteli* anbelangt, so ist zunächst zu bemerken, dass die erstere Species wohl zu den verbreitetsten Rotalien der Jetztwelt gehört, auch im Tertiär fast allenthalben mehr oder minder häufig angetroffen und aus der Kreide citirt wird. Die letztere hingegen ist eine bezeichnende und namentlich im Leithakalke der österreichisch-ungarischen Mediterranbildungen häufige Form und besitzt im Vergleiche mit *Rotalia Beccari* eine nur sehr beschränkte Verbreitung. Die *Rotalia Beccari* liegt mir aus dem russischen Jura in zahlreichen Exemplaren vor, die von tertiären aus dem Wiener Becken nicht zu unterscheiden sind. Es gelingt selbst bei der aufmerksamsten und minutiösesten Vergleichung nicht, irgendwelche, wenn auch noch so unbedeutende Unterschiede zu entdecken. Wenn man nur die Formen einer Tertiär-Localität zum Vergleiche herbeizieht, dann glaubt man allerdings irgendwelche Abweichungen gefunden zu haben, sowie man aber Exemplare aus mehreren Fundorten untersucht, bemerkt man alsbald vollständig übereinstimmende Formen. Da der Erhaltungszustand der russischen Jurafauna genau derselbe ist, wie im Tertiär, so ist die Uebereinstimmung eine so grosse und vollkommene, dass man die Exemplare, neben einander gelegt, verwechseln kann. Dasselbe gilt für die *Polystomella Fichteli*, von welcher Art mir zwar nur ein Exemplar vorliegt, aber dieses stimmt mit solchen aus dem Leithakalk von Nussdorf und anderen Oertlichkeiten so vortrefflich überein, dass über die Richtigkeit der Bestimmung gar kein Zweifel bestehen kann. Die russische *Polyst. crispa Lam.* lasse ich hier ausser Acht, da die betreffenden Exemplare unvollkommen erhalten sind.

Eine andere hochorganisirte Foraminiferengruppe, welche durch lange Zeiträume hindurch unverändert fortbestanden hat, wird durch die merkwürdigen Epistominen repräsentirt. *Epistomina mosquensis* des rjäsaner Jura steht der *Epistomina spinulifera* des englischen Gault sehr nahe und ist vermuthlich identisch mit jener Form, die Römer als *Rot. ornata* aus dem norddeutschen Hils in leider etwas mangelhafter Weise beschrieben hat, so dass man dies eben nicht mit voller Sicherheit behaupten kann. Dagegen steht es unzweifelhaft fest, dass man die russischen Exemplare der *Ep. recticulata Reuss sp.* von den norddeutschen Exemplaren des Hils, ferner die russischen Exemplare von *Ep. stelligera Reuss sp.* von den entsprechenden Vorkommnissen der ostalpinen Gosauschichten absolut nicht unterscheiden kann, wie ich mich durch directe Vergleichung zu überzeugen Gelegenheit hatte.

Ich glaube dieses gewiss nicht unwichtige Ergebnis mit besonderem Nachdrucke hervorheben zu sollen, denn es beweist, dass selbst unter den hochorganisirten Foraminiferen langlebige Typen vorkommen, welche sich aus der Zeit der Juraformation bis in die obere Kreide, ja selbst in die Gegenwart gänzlich unverändert erhalten haben.

Bekanntlich waren es namentlich die englischen Forscher, welche kein Bedenken trugen, die Namen recenter Arten auf mesozoische und selbst paläozoische Vorkommnisse anzuwenden. Man ist den Angaben derselben, sowie denen Ehrenberg's theils mit Recht, theils

gänzlich mit Unrecht etwas mistrauisch entgegengetreten und hat den Grund derartiger Identificationen ausschliesslich in der eigenartigen, etwas weiten Fassung des Artbegriffes bei den Engländern finden zu sollen geglaubt. Häufig mag dies auch wirklich zutreffen, in vielen Fällen aber liegt thatsächlich vollkommene, bis in das kleinste Detail sich erstreckende Identität vor.

Diese Langlebigkeit vieler, selbst hochorganisirter Foraminiferentypen hat zunächst ein biologisches, dann aber ein stratigraphisch-geologisches Interesse.

Möbius [1]) hat neuerlich hervorgehoben, dass die Foraminiferensarkode, so formveränderlich sie auch ist, sich doch keineswegs deshalb auch schalenbildungsveränderlich erweist, sondern wie das Eiplasma ganz bestimmte vererbliche Gestaltungskräfte besitzt. Dem Foraminiferenplasma wohnt das Vermögen inne, einfache oder complicirte Hartheile nach bestimmten Gesetzen nicht nur zu bilden, sondern in steter Wiederkehr und mit erstaunlicher Regelmässigkeit auf die Nachkommen zu vererben. Dies wird, wie Möbius bemerkt, schon durch die Existenz zahlreicher verschiedener Arten innerhalb desselben Bildungsraumes, die Verbreitung von Individuen derselben Art durch verschiedene Meereszonen, und endlich durch das hohe geologische Alter mancher Arten erwiesen.

In dieser letzteren Hinsicht sind namentlich die hier besprochenen Fälle von grossem Interesse. Es zeigt sich, dass mehrere einfache, wie hochorganisirte Foraminiferen im Stande waren, die ihnen eigenthümlichen Eigenschaften durch die enormen Zeiträume mehrerer Formationen hindurch bis zur jüngeren Tertiär- und Jetztzeit gänzlich unverändert zu erhalten. Man mag sich diese merkwürdige Langlebigkeit und Constanz wie immer zurechtlegen, so kann sie doch keinesfalls gedacht werden, ohne dass man der Foraminiferensarkode einer jeden Art specifische, formbestimmende Eigenschaften zuschreibt. Diese haben gewiss in vielen Fällen im Verlaufe geologischer Zeiträume nach bestimmten Richtungen hin Veränderungen erlitten, in vielen Fällen aber haben sie sich merkwürdig constant erhalten, und diese letzteren sind eigentlich die bemerkenswertheren. Demnach besteht der Artbegriff bei den Foraminiferen ebenso, wie bei den höheren Thierformen und wird auch thatsächlich auf dieselbe Weise durch Zusammenfassung der bei einer möglichst grossen Anzahl von Individuen gemeinsamen und vererblichen Eigenschaften gewonnen. Carpenter's diesbezügliche Anschauungen und die Aufstellung seiner „generic types“ müssen daher wohl als unhaltbar zurückgewiesen werden.

Im Allgemeinen stimmt die unveränderte Vererbung specifischer Eigenschaften bei den Foraminiferen durch so lange Zeiträume hindurch ganz gut mit den Erfahrungen überein, welche die Paläontologie in dieser Beziehung bisher gewinnen konnte.

Allerdings befindet sich die Paläontologie gerade in Bezug auf die Verfolgung der zeitlichen Entwicklung der Formenreihen durch eine oder mehrere Formationen hindurch erst in den Anfangsstadien der

[1]) Beiträge z. Meeresfauna d. Insel Mauritius und der Seychellen. Berlin 1880, pag. 68.

Erkenntnis. Trotzdem kann man wohl schon jetzt behaupten, dass unter den niedriger organisirten Thiertypen langlebige Formen häufiger sind als unter den höher stehenden. Man hat sich längst daran gewöhnt, z. B. die Korallen, die Echinodermen, Brachiopoden, Bivalven und selbst die Gasteropoden als Thiergruppen zu betrachten, deren Mutationsbestreben ein nur geringes ist, und die daher mit wenigen Ausnahmen einen nur geringen Werth für die geologische Altersbestimmung der ihre Reste einschliessenden Schichten besitzen. Und auch die wenigen Ausnahmen, die man diesbezüglich gegenwärtig noch anzunehmen geneigt ist, verringern sich von Jahr zu Jahr mit dem Fortschritte unserer geologischen und paläontologischen Kenntnisse.

Für die am unteren Ende der Entwicklungsreihe der Thierwelt stehenden und unter so einfachen Lebensbedingungen existirenden Foraminiferen muss daher eine noch grössere Constanz, wie bei den vorher beispielsweise genannten Typen vorausgesetzt werden. Wären die älteren Formationen gerade auf Foraminiferenführung hin besser untersucht und reicher an Gesteinen, die für die Erhaltung dieser so zarten Schälchen günstig sind, dann würden uns wohl noch auffallendere Beispiele von Langlebigkeit entgegentreten.

Was den Werth der Foraminiferen für geologische Altersbestimmung anbelangt, so sind die Ansichten darüber gegenwärtig noch verschieden. Während von Einigen dieser Thiergruppe etwa mit Ausnahme der Fusulinen und Nummuliten jegliche stratigraphische Verwendbarkeit abgesprochen wird, schreiben ihr Andere diesbezüglich doch einige Bedeutung zu. Bei der ausserordentlichen Langlebigkeit so zahlreicher Foraminiferentypen wird man wohl jedenfalls gut thun, wenn man bei Schlüssen auf das geologische Alter aus Foraminiferenvorkommnissen mit der grössten Vorsicht zu Werke geht. Zunächst ist es klar, dass einzelne Exemplare, wie sie etwa bei vielen höheren Thiertypen genügen, um das geologische Alter mit grosser Schärfe festzustellen, mit Ausnahme der Nummuliten und Fusulinen bei Foraminiferen gar nichts entscheiden; es muss schon eine ziemlich reiche Fauna vorliegen, bevor man überhaupt einen einigermassen bestimmten Ausspruch wagen kann, und auch dann wird sich nach den gegenwärtigen Kenntnissen die Bestimmung nur auf die Angabe der Formation, oft auch nicht einmal auf diese beschränken müssen. Denken wir uns, es wäre das geologische Alter der Schichten, aus welchen die vorliegende Foraminiferenfauna stammt, unbekannt, und wir hätten die Aufgabe, daraus das geologische Alter zu bestimmen, so würden wir nach den vorliegenden Daten das Alter der Schichten von Tschulkowo und Pronsk höchstwahrscheinlich als untercretacisch oder überhaupt cretacisch angeben. Stimmen doch die meisten Arten und darunter gerade die häufigsten und bezeichnendsten mit Arten aus dem norddeutschen Hils und Gault auffallend überein, und ist doch zweifellos die Aehnlichkeit der rjäsan'schen Jurafauna mit den entsprechenden Vorkommnissen des norddeutschen Hils und Gault jedenfalls viel grösser, als mit den bisher bekannten Lias- und Jurafaunen Mittel- und Westeuropas, wenn auch mit letzteren genug Analogien vorhanden sind. Man würde sich wahrscheinlich durch das Vorkommen von *Rotalia Beccari* und *Polystomella Fichteli* veranlasst sehen, eher an obere als untere Kreide zu denken und würde so

ganz bestimmt zu einem gänzlich unrichtigen, nicht einmal auf die Formation zutreffenden Ergebnisse gelangen.

Dagegen ist wohl nicht zu verkennen, dass die mesozoischen Faunen, soweit sie bis jetzt bekannt sind, in ihrem Gesammtbilde von den tertiären durch die meist stärkere Vertretung der Gattungen aus der Familie der Lageniden im Vergleich zu den Rotaliden nicht unerheblich abweichen und daher hiedurch bis zu einem gewissen Grade von den tertiären zu unterscheiden sind. So würde die vorliegende Fauna in Folge der reichlichen Frondicularien, Cristellarien und Epistominen gewiss von keinem Foraminiferenkenner für tertiär gehalten werden, es würde sich gewiss jeder für mesozoisches Alter entscheiden. Indessen zeigt es sich, dass dieses Verhältnis durch jede neue Arbeit bald mehr, bald minder verändert wird, und daher auch keine ganz verlässliche Handhabe zur Beurtheilung des geologischen Alters darbietet. Wenn man bedenkt, dass bereits im Carbon hochorganisirte Foraminiferen aus der Familie der Nummuliniden in beträchtlicher Entwicklung vorkommen und durch Brady und Möller in derselben Formation mehrere Gattungen nachgewiesen wurden, die ihre Hauptentwicklung im Tertiär besitzen (*Amphistegina*, *Nummulina*, *Calcarina*, *Pulvinulina*, *Truncatulina*), so liegt es nahe anzunehmen, dass die unscheinbare Rolle, welche die Rotalideen und Nummulinideen im Mesozoischen spielen, zum Theil nur in unserer ungenügenden Kenntnis begründet ist. Für die geologische Altersbestimmung haben demnach die Foraminiferen mit Ausnahme der Nummulinideen gegenwärtig einen nur sehr problematischen Werth.

In gewissen räumlich beschränkten Gebieten können sie dagegen zur Erkennung und Unterscheidung petrographisch ähnlicher Schichten beitragen. So hat beispielsweise Karrer[1]) erwiesen, dass in den sarmatischen Tegeln des Wiener Tertiärbeckens, weche den echt marinen Tegeln der II. Mediterranstufe oft sehr ähnlich sehen, eine andere Vergesellschaftung von Arten vorkommt, als in den letzteren und dadurch eine Unterscheidung beider Tegel auch beim Fehlen anderer Fossilreste ermöglicht ist. Bei Beurtheilung der Facies der Ablagerungen werden die Foraminiferen nicht nur mit zu berücksichtigen sein, sondern stets eine wichtige Rolle spielen.

Aus den geologischen Verhältnissen der russischen Juraablagerungen und dem mitteleuropäischen Charakter der Cephalopoden der rjänsan'schen Ornatenthone hat Neumayr (l. c. p. 337) wie bekannt erschlossen, dass zur Zeit des mittleren Callovien eine Eröffnung der freien Meerescommunication zwischen dem mittelrussischen und dem mitteleuropäischen Gebiete stattgefunden und die Einwanderung mitteleuropäischer Ammonitentypen in das russische Juragebiet ermöglicht habe. Es liegt nun nahe zu fragen, wie sich hiezu die Foraminiferenfauna verhalte, ob dieselbe ebenfalls als eingewandert oder aber als einheimisch zu betrachten sei. Ferner hat Neumayr[2]) vor einiger Zeit auf die innigen Be-

[1]) Ueber das Auftreten der Foraminiferen in den brakischen Schichten des Wiener Beckens, Sitz.-Ber. d. k. Akad. Wien, XLVIII. Bd., 1863.
[2]) Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1873, pag. 299. Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. 1875, pag. 877. Paläontographica XXVI, pag. 75.

ziehungen aufmerksam gemacht, welche die Cephalopodenfauna des oberen Moskauer Jura mit dem norddeutschen Hils verbinden, und dieselben durch Einwanderung russischer Typen nach Nordwesteuropa erklärt. Da nun auch die Mikrofauna des Hils und Gault mit der des russischen Jura, wie wir gesehen haben, viele bezeichnende Formen gemeinsam hat, drängt sich die Vermuthung auf, ob dies nicht ebenfalls, wie bei den Cephalopoden, auf eine Einwanderung russischer Typen nach Nordwesteuropa zurückzuführen sei. Leider ist zur Discussion derartiger interessanter Fragen gegenwärtig noch zu wenig Beobachtungsmaterial vorhanden, die Kenntnisse, die wir von den Foraminiferen sowohl der mitteleuropäischen, wie der russischen Jurabildungen besitzen, reichen nicht aus, um die angeregten Fragen besprechen zu können.

Ich gehe nun auf die Einzelbeschreibung über und bemerke, dass dabei die Fundortsangabe: Pronsk, Tschulkowo, der Kürze halber weggelassen wurde.

Nodosaria prima Orb. Taf. IX, Fig. 8. — *N. prima Orbigny.* Prodrôme t. I, pag. 241, Nr. 253. — *N. prima Terquem.* Rech. sur les Foraminifères du Lias du dép. de la Moselle. Metz 1858, pag. 29, pl. I, fig. 6.

Die bezeichnenden Merkmale dieser Art bestehen in der kugeligen Form der Kammern, der tiefen Einschnürung der Nähte, dem Vorhandensein zahlreicher (14—16) Längsstreifen und dem langsamen Anwachsen. In dieser Hinsicht stimmen vier Exemplare aus dem russischen Ornatenthone vollständig überein, so dass ich nicht anstehe, eine directe Identification vorzunehmen. Zwei dieser Exemplare haben die Eigenthümlichkeit, dass die Kammern nicht gleichmässig an Dicke zunehmen, sondern einzelne kleinere Kammern eingeschaltet erscheinen. Sie gleichen in dieser Beziehung jener Form aus den Transversariusschichten, welche Schwager unter dem Namen *N. pistilliformis* beschrieben hat. Das grösste Exemplar hat den Durchmesser von 1·2 Millimeter, während Terquem einen Längendurchmesser von 4 Millimeter angibt. Da aber die russischen Exemplare nicht vollständig erhalten sind, kann die geringere Länge kein Hindernis für die Identification bilden.

Terquem beschrieb diese Art aus dem mittleren Lias von St-Julien-lès-Metz und von Peltre. Gümbel beschrieb eine sehr ähnliche Art unter der Bezeichnung *Nodosaria Münsteri* aus dem Streitberger Schwammlager (Württemb. naturw. Jahresh. XVIII, 1862. Taf. III, Fig. 7, 8, pag. 217). Sehr ähnlich ist ferner jene Form aus der oberen Trias von Chellaston, welche Jones und Parker unter dem Namen *Nodos. Raphanus Linn.* beschrieben haben (Quart. Journ. geol. Soc. vol. XVI, pl. XIX, fig. 10, pag. 453). Schwager wies die *N. prima* in den Schichten mit *Am. transversarius* (Oxfordien) von Aubigné (Sarthe) nach. Sehr nahestehend oder gänzlich identisch ist auch jene Form, welche Brady als *Nodosaria raphanistrum Linné* (Foramf. fr. middle a. upp. Lias of South West of England Proceed. Sommersetshire. Arch. Nat. Hist. Soc. 1865—66, XIII, pag. 106, Taf. I, fig. 7) beschrieben hat.

Nodosaria sp. (?) oder Dentalina.

Es liegt nur eine Kammer vor, welche mit zahlreichen Zäpfchen besetzt ist und den Kammern von *Dentalina aculeata Orb.* aus der Kreide ausserordentlich ähnlich ist. Da nur eine Kammer vorhanden ist, lässt sich nicht entscheiden, ob man es mit einer *Nodosaria* oder *Dentalina* zu thun hat. Ich wollte das Exemplar nicht übergehen, weil es die Vertretung einreihiger Formen mit hispider Oberfläche andeutet.

Glandulina humilis Römer, Versteinerungen d. norddeutschen Kreidegeb., pag. 95, Taf. 15, Fig. 6. — Brady, Foraminif. from the middle and upper Lias etc. Taf. I, Fig. 5, pag. 106. — *Gl. mutabilis Reuss*, For. d. Hils und Gault, pag. 58, Taf. V, Fig. 7—11.

Von dieser an der Grenze der Gattungen *Nodosaria* und *Glandulina* stehenden Art liegt mir nur ein wohlerhaltenes und grosses Exemplar vor, welches mit den citirten Vorkommnissen gut übereinstimmt. Ganz vollkommen ist auch die Uebereinstimmung mit jener recenten Form, welche Jones und Parker (Foraminif. from the North Atl. a. Arct. Oc., Taf. XIII, Fig. 4, non 1—3, 6, 7, pag. 341) unter dem Namen *Nodos. radicula Linné* abbilden. Nahestehend sind auch die Formen, die Parker und Jones von Chellaston beschrieben haben. *Glandulina humilis* stellt einen sehr verbreiteten und langlebigen Typus dar.

Glandulina Lahuseni n. f. Taf. IX, Fig. 18.

Von dieser interessanten Form ist leider nur ein Exemplar vorhanden. Es besteht aus sieben Kammern, von welchen die untersten vier sehr schmal sind. Die fünfte Kammer ist die breiteste und zugleich höchste, die sechste dagegen wird schon schmäler, und die Schlusskammer endlich ist noch kleiner und mit ausgezogener kreisrunder Mündung versehen. Während die ersten sechs Kammern deutliche, aber unvertiefte Nähte besitzen, ist die Schlusskammer stark abgeschnürt und birnförmig gestaltet. Der Durchmesser beträgt 0·8 Millimeter.

Die äussere Form dieser Art ist so bezeichnend, dass eine Verwechslung mit anderen kaum zu befürchten ist. Am ähnlichsten scheint mir unter den bekannten Arten die *Glandulina annulata Terq. et Berth.* (Etude microscop. des marnes du Lias moyen d'Essey-lès-Nancy, Mém. Soc. géol. France, 2. sér., Bd. X., Taf. XI, pag. 22) zu sein, doch weicht die russische Art durch gänzlich unvertiefte Nähte, die Abschnürung der Schlusskammer und auch die äussere Gestalt sehr erheblich ab.

Dentalina cf. subplana Terq. Troisième Mém. sur les Foraminif. du Système oolithique de la Zone à Am. Parkinsoni Metz 1870, pag. 265, Taf. XXVIII, Fig. 17—30.

Einige Exemplare (fünf) einer 0·8—0·9 Millimeter langen Dentalinenart glaube ich mit der angezogenen Species Terquem's identificiren zu dürfen. Ihr gemeinsames Hauptmerkmal ist, dass die Schlusskammer stets deutlich und ziemlich tief von den übrigen abgeschnürt

ist und dadurch eine rundliche Form erhält, während die übrigen mehr cylindrisch gestaltet sind und von einander nicht scharf abgesetzt erscheinen. Die Schlusskammer ist etwas breiter als die übrigen Kammern, nur in einem Falle ist sie um weniges schmäler. Die Mündung ist in einen kurzen Hals ausgezogen, rundlich und etwas excentrisch gestellt.

Die russischen Exemplare, welche stets schwach geschwungen sind, entsprechen in ihrer äusseren Form am besten den Figuren 19, 22, 26, 28 bei Terquem und zeigen keine derartigen Unregelmässigkeiten, wie sie bei einigen Exemplaren von Terquem beobachtet wurden. Die Uebereinstimmung ist demnach zwar keine ganz vollkommene, doch hinlänglich gross, um die russischen Exemplare hier anschliessen zu können. Für die Begründung einer neuen Art scheint mir mein Material nicht hinzureichen.

Verwandte Formen sind *Dentalina linearis Rss.* aus dem norddeutschen Hils und *Dent. inornata Orb.* Von der letzteren Art unterscheidet sich die beschriebene durch die geringere Grösse der Schlusskammer und weniger tiefe Nähte bei den übrigen Kammern; von der ersteren ebenfalls durch weniger tiefe Nähte. Aehnliche Formen wurden auch von Schwager[1]) beschrieben, doch unterscheiden sich diese von den russischen sämmtlich durch mehr schiefgestellte Nähte. Sehr ähnlich ist auch die von Brady aus dem englischen Lias beschriebene *Dentalina pauperata* (Orb.), weicht aber von der russischen durch weniger zahlreiche Kammern ab.

Dentalina aff. deflexa Reuss. Sitzungsber. d. k. Akad. Wien 1854. Taf. II, Fig. 19, pag. 43.

Ein Exemplar lässt sich an diese von Reuss aus dem nordwestdeutschen Gault beschriebene Art anschliessen, die Uebereinstimmung ist aber keine vollkommene. Das unzureichende Material erlaubt keine genauere Bestimmung.

Vaginulina cf. harpa Römer, Versteinerungen d. norddeutschen Kreidegebirges. Taf. XV, Fig. 12, pag. 96. — *V. Dunkeri Koch.* Paläontographica I, pag. 172, Taf. 12, Fig. 3. — Reuss, Foraminiferen d. norddeutschen Hils und Gault, pag. 51, Taf. IV, Fig. 5—7.

Drei Exemplare sind der ursprünglich von Römer beschriebenen gerade gestreckten Form sehr ähnlich, sie stimmen fast in jeder Beziehung überein, nur nehmen die russischen Exemplare nicht so rasch an Breite zu und sind also im Allgemeinen etwas schmäler, stabförmiger gestaltet. Sollte sich dieser Unterschied bei zahlreicheren Exemplaren, als den mir vorliegenden als beständig erweisen, dann könnte man wohl die betreffende Form mit einem besonderen Namen versehen. Bei der geringen Materialmenge unterlasse ich dies lieber. *Vag. discors Koch* (Paläontographica I, pag. 172, Taf. 24, Fig. 1, 2) ist eine ebenfalls sehr nahestehende Form. Parker und Jones citiren die *Vag. harpa* von Chellaston.

[1]) Beitrag zur Kenntniss der mikroskopischen Fauna jurassischer Schichten Württembergisch. Jahresh. f. vaterl. Nat., 1865. Taf. II und III.

Vaginulina mosquensis n. f. Taf. IX, Fig. 9.

Diese Art ist noch schmäler und nimmt noch langsamer an Breite zu als die vorhergehende. Die Oberfläche ist in ähnlicher Weise mit geraden Rippen verziert, welche hie und da gegen das breitere Ende zu Schaltrippen erhalten. Ihre Zahl beträgt auf jeder Seite 7 oder 8. Die Rippen sind feiner und stehen dichter als bei *Vag. harpa*. Der Rückenrand ist gerade, der Rücken trägt zwei scharfe Rippen oder Kiele, zwischen welche sich am breiteren Ende des Gehäuses noch eine feinere Schaltrippe einstellt. Der Bauchrand ist schwach convex und gleichfalls gekielt. Die obere Fläche der letzten Kammer ist glatt, erscheint sehr schief gestellt und vereinigt sich in allmäliger Rundung mit dem Bauchrand. An den Seiten der oberen Fläche der letzten Kammer setzen die erhabenen scharfen Rippen an, und in der Mitte derselben entsteht dadurch eine ziemlich tiefe schmale Rinne. Die einzelnen Kammernähte sind auf den Seiten nicht zu sehen, und am Bauch- und Rückenrande schimmern die Kammerscheidewände undeutlich durch. Es waren ihrer mindestens 10. Die Mündung ist klein, kreisrund und befindet sich auf einer feinen, ziemlich weit ausgezogenen Spitze.

Von dieser Art stehen mir nur zwei Exemplare zur Verfügung, wovon das grössere 1·5 Millimeter Durchmesser besitzt. Sie unterscheidet sich von *Vag. harpa* durch schmäleres, langsamer anwachsendes Gehäuse, dichtere und feinere Berippung, länger ausgezogene Mündung. Noch näher verwandt ist vielleicht *Vag. orthonota Reuss* l. c. Taf. IV, Fig. 3, eine Species, die ihrerseits wieder ebenfalls durch dichtere und feinere Rippen und etwas verschiedene äussere Form des Gehäuses so stark abweicht, dass die Vereinigung unter diesem Namen nicht wohl vorgenommen werden kann.

Der äusseren Form nach steht die *Vag. striata* (Orb.) Brady (On the middle a. upp. Lias Foraminifera etc. pag. 109, Tab. I, Fig. 20) ziemlich nahe, weicht aber durch viel gröbere Streifung ab.

Cristellaria rotulata Lam. *Var.* ***Römeri*** *Rss.* Taf. IX, Fig. 1—3. Reuss l. c. pag. 75, Taf. VIII, Fig. 9.

Zu den häufigsten Arten der zu beschreibenden Fauna gehört eine Cristellarie aus der Gruppe der *Cr. rotulata Lam.*, welche innerhalb dieser der *Cr. Römeri Rss.* und *Münsteri Röm.* aus dem norddeutschen Hils und Speetonclay am nächsten steht. Der einzige Unterschied besteht darin, dass die Zahl der Kammern in einem Umgange, wenigstens bei ausgewachsenen, grossen Exemplaren, etwas grösser ist als bei der norddeutschen Form; während bei der letzteren bei 1;12 Millimeter Durchmesser in einem Umgange nur 11—12 schmale Kammern vorhanden sind, kommen bei der russischen Art im letzten Umgange eines 1·4 Millimeter Durchmesser besitzenden Exemplares 15 Kammern zur Ausbildung. Kleinere Exemplare haben freilich weniger zahlreiche (11—14) Kammern, allein durchschnittlich ist die Kammerzahl doch eine grössere.

Bei dem Umstande, dass dieser Unterschied ein ziemlich geringfügiger ist und die Uebereinstimmung sonst eine vollkommene ist,



glaubte ich von der Ertheilung eines besonderen neuen Namens absehen zu sollen. In Bezug auf die Nahtleisten, die Nabelschwiele und die Externseite kommen manche nicht unbedeutende Schwankungen vor. So treten die Nahtleisten manchmal ziemlich stark hervor, während sie zuweilen ganz schwach sind. Die Externseite ist manchmal nur einfach zugeschärft, manchmal aber geht sie fast in einen schwachen Kiel über, der in ähnlicher Weise abgesetzt ist, wie bei der von Jones und Parker abgebildeten *Cr. rotulata Lam.* von Chellaston. Die Nabelschwiele springt bei den meisten Exemplaren nicht so stark hervor, wie bei der von Reuss abgebildeten *Cr. Römeri.* Die Besichtigung mehrerer Reuss'scher Exemplare ergab, dass dies auch bei dem norddeutschen Vorkommen nicht in so hohem Masse der Fall ist, wie man nach der Zeichnung bei Reuss glauben möchte.

Bei einzelnen Exemplaren erreichen die letzten Kammern des äusseren Umganges nicht mehr das Centrum und beginnen sich evolut an einander zu reihen, ähnlich wie *Cr. subaperta Rss.* aus dem Hils. Bei den evolutwerdenden Kammern ist die Externseite wenig gekielt und die Nähte sind unverdickt. Dies geschieht meist erst im Alter, wie bei dem abgebildeten Exemplare, nur zuweilen tritt dies schon frühzeitiger ein, und es wird dadurch eine Annäherung und bis zu einem gewissen Grade ein Uebergang zu der folgenden *Cr. Bronni Röm.* vermittelt. Dieser Uebergang ist jedoch nicht so allmälig, dass die Scheidung beider Formen Schwierigkeiten bereiten würde. Derartige den Uebergang andeutende Exemplare sind in der Regel etwas schmäler und dünner als die normalen, doch scheint mir eine Abtrennung derselben unter einem besonderen Namen nicht erforderlich zu sein. Berthelin hat ähnliche Exemplare aus dem Lias der Vendée als *Crist. prima Orb.* beschrieben, ebenso Terquem von St-Julien-lès-Metz und St-Quentin. Hieher gehört wohl auch *Robulina lepida Rss.* (Verstein. böhm. Kreideform. Taf. XXIV, Fig. 46.).

Die Mündung ist länglich gerundet und leicht gestreift; bei Exemplaren, die zu *Cr. Bronni* übergehen, mehr kreisrund.

Die Formen aus der Gruppe der *Crist. rotulata* sind schwer von einander zu unterscheiden. Von den durch Reuss beschriebenen Formen des Hils und Gault gehören ausser *Crist. Römeri* auch *Cr. Münsteri Röm.*, *Cr. Dunkeri Reuss.*, *Cr. subalata Rss.* und wohl auch *Cr. impressa* hieher. *Cr. pulchella Rss.* und *nuda Rss.* sind wohl nur etwas aberrante Formen von *Crist. Dunkeri*, welche zu evoluter Aufrollung hinneigen. *Crist. sublenticularis Schwag.* aus den Transversarius-Schichten des Oxfordiens gehört ebenfalls hieher, ebenso die bereits erwähnte, von Parker und Jones unter dem Gruppennamen beschriebene Form von Chellaston.

Jüngere Exemplare der russischen Fauna stimmen mit der von Orbigny [1]) beschriebenen Form vollkommen überein. Alle die in diese Gruppe gehörigen Formen stehen einander so nahe und gehen so allmälig in einander über, dass es mir richtiger zu sein scheint, dieselben unter dem alten Namen *Cr. rotulata* zu belassen, statt jede untergeordnete kleine Abweichung mit einem besonderen Namen zu

[1]) Mém. Soc. géol. France 1840—41, IV., Taf. II, Fig. 15.

versehen. Wer übrigens darauf besonderen Werth legt, mag die russischen Formen *Cr. Münsteri Röm.* oder *Römeri Rss.* nennen. Reuss erwähnt in seiner Beschreibung selbst, dass alle die von ihm unter besonderen Namen ausgeschiedenen Formen vielleicht nur Varietäten der *Cr. rotulata* sind. Jüngst wurde von Schlumberger[1]) eine der *Cr. Römeri* wie es scheint sehr nahe stehende Form von Livington, Alabama aus der Ripley Group beschrieben.

Cr. Römeri gehört zu den häufigsten Arten des russischen Ornatenthones von Tschulkowo und Pronsk.

Cristellaria Bronni Römer, Taf. IX, Fig. 4, 5, cf. Jones and Parker, On some fossil Foraminifera from Chellaston, near Derby, Quart. Journ. of the geol. Soc. 1860, pag. 457, Taf. XX, Fig. 40 (non *Crist. Bronni Reuss* l. c.).

Die ersten Kammern sind involut, aussen gekielt. Der gestreckte Theil besteht meist nur aus 3 bis 5 Kammern, welche den Externkiel allmälig verlieren und aussen gerundet werden. Querschnitt schmal, der spirale Theil in der Nabelgegend etwas verdickt und zuweilen noch die Spuren der bei *Cr Römeri* so kräftigen Nabelschwiele zeigend. Die letzte Kammer hat häufig gewölbtere Seiten und ist durch tiefere Nähte abgeschnürt. Mündung rundlich. Die Beschaffenheit des spiralen Theiles des Gehäuses, namentlich der Nähte, des Nabels und der Externseite, und die ziemlich dichte Stellung der Kammern erinnern so sehr an *Cr. rotulata*, dass man es hier offenbar mit evolut gewordenen *Cr. rotulata* zu thun hat. Sowie die *Cristell. rotulata Lam.* aus der Fauna von Chellaston mit *Br. Bronni* derselben Fauna in innigem Zusammenhange steht, so findet auch hier eine derartige Verbindung zwischen *Cr. rotulata* und *Cr. Bronni* statt.

Im norddeutschen Hils kommt wohl die *Crist. rotulata Römeri Rss.* und *Münsteri Röm.* vor, dagegen scheint die hiezu gehörige evolute Form zu fehlen, wenigstens befindet sich unter den von Reuss abgebildeten Formen keine, die hieher bezogen werden könnte. *Cr. Bronni* in der von Reuss gegebenen Darstellung ist nämlich, wie ein Blick auf die Abbildung bei Reuss (l. c. Taf. VII, Fig. 13) zeigt, eine mit *Cr. Bronni* Jones und Parker durchaus nicht identische Art. Ob die Identification Parker und Jones richtig ist oder die von Reuss, lässt sich bei der schlechten Abbildung und unzureichenden Beschreibung dieser Art in Römer's Versteinerungen des norddeutschen Kreidegebirges (Taf. 15, Fig. 14, pag. 87) kaum mehr entscheiden, ich halte mich daher an die ältere Darstellung von Parker und Jones und glaube darin den Typus der *Cr. Bronni* erblicken zu sollen.

Die Uebereinstimmung der russischen Art mit der englischen ist eine vollständige. Während die in den beiden Faunen einander entsprechenden involuten Cristellarien *Cr. rotulata* und *Römeri* sich durch die geringere, beziehungsweise grössere Anzahl der Kammern in einem Umgange unterscheiden, fällt bei den evolut werdenden Formen in

---

[1]) Journ. of the Cincinnati Soc. of Nat. Hist. V. 1882, pag. 119, Taf. V, Fig. 2.

Folge der geringen Entwicklung des spiralen Theiles auch diese Abweichung hinweg und die Uebereinstimmung ist eine völlige.

So innig auch der Zusammenhang zwischen den involuten und evoluten Formen ist, so sind doch andererseits keine völligen Uebergänge vorhanden, da man nie in Verlegenheit kommt, welcher von beiden Formengruppen man die einzelnen Exemplare zutheilen soll.

Im norddeutschen Hils, wo die Formen aus der Gruppe der *Cr. rotulata* ziemlich häufig sind, wird sich wahrscheinlich bei neuerlichen Durchsuchungen auch die *Cr. Bronni Park. u. Jones* wiederfinden, wenn sie auch im Reuss'schen Materiale nicht enthalten war.

Formen, die der *Cr. Bronni* sehr nahe stehen oder direct damit identisch sind, wurden bereits mehrfach und unter verschiedenen Namen beschrieben: *Cr. rotunda, turbinoides, Desori, aequilateralis Kübl. und Zwingli, Cr. hybrida* und *centralis Terquem* und viele andere.

Es ist dies eben ein gemeiner, überall da auftretender Typus, wo die Facies der Entwicklung der Cristellarien überhaupt günstig ist. In der Jetztwelt dürfte wohl *Cr. crepidula* ein nahestehender Typus sein.

Im Ornatenthon von Tschulkowo ist die *Cr. Bronni* nicht selten, doch viel seltener als die vorher beschriebene Art.

Cristellaria cultrata Montf. Orbigny. Foraminif. d. Wiener Beckens, pag. 96, Taf. IV. Fig. 10—13.

Während die *Cr. Roemeri* zu den häufigsten Arten der ganzen Fauna gehört, liegt mir die mit einem Kiel versehene *Cr, cultrata* nur in zwei Exemplaren vor, die mit der typischen Art vollkommen übereinstimmen. Auch die Uebereinstimmung mit der von Brady[1]) abgebildeten Liasform ist eine vollständige.

Cristellaria tricarinella Reuss, Foraminif. des norddeutsch. Hils und Gault, pag. 68, Taf. VII, Fig. 9, Taf. XII, Fig. 2—4.

Eine sehr charakterische, zierliche Form, welche Reuss aus dem oberen Hils von Bohnenkamp bei Querum, aus dem Hilsthon von Gitter bei Salzgitter, aus dem Speetonclay von Ohrum bei Wolfenbüttel beschrieb. Drei Exemplare aus dem russischen Ornatenthon stimmen in der äusseren Form und Sculptur vollkommen überein. Dagegen sind die russischen etwas dicker als die deutschen. Ich glaube aber darin kein Hindernis der Identification sehen zu sollen, da dieser Unterschied doch nur ein sehr geringer ist.

Cristellaria manubrium Schwager. Beitrag zur Kenntniss der mikrosk. Fauna jurass. Schichten. Taf. V, Fig. 6, pag. 121.

Die Uebereinstimmung in der äusseren Form und Grösse ist eine fast vollkommene. Der einzige unbedeutende Unterschied ist der, dass die rippenartigen Erhöhungen, welche bei der von Schwager beschrie-

---

[1]) Liassic Foraminifera of the South-West of England, pag. 111, Taf. III, Fig. 37.

benen Form den Oberrand der Kammern einsäumen, bei den russischen Exemplaren etwas mehr gegen die Mitte der Kammern zu gelegen sind. Dieser Unterschied ist so gering, dass er die Identification wohl nicht behindert. *Cr. manubrium* wurde von Schwager im unteren Oxfordien mit *Terebr. impressa* von Oberhochstadt bei Weissenburg entdeckt und ist daselbst selten. Auch im russischen Ornatenthon gehört sie zu den seltenen Arten, da nur 3 Exemplare davon vorhanden sind.

Cristellaria subcompressa Schwager, l. c, Taf. V, Fig. 4, pag. 120.

Zwei Exemplare stimmen mit der angezogenen Art recht gut überein, doch haben sie auch viel Aehnlichkeit mit *Cr. parallela Reuss* l. c. pag. 67, Taf. VII, Fig. 1, 2 (non Schwager) aus dem Hils. Die Uebereinstimmung mit *Cr. subcompressa* scheint grösser zu sein und ich wende daher diesen Namen an. Schwager beschrieb die Art aus dem Impressathon von Oberhochstadt bei Weissenburg.

Flabellina centralis Terquem. Troisième Mém. sur les Foraminifères du système oolitique. Metz 1870, Taf. XXIV, Fig. 22. Cinquième Mém. etc. Taf. XXXVIII, Fig. 14, pag. 348.

Das zierliche, glashelle, feine Gehäuse hat einen Durchmesser von 0·58 Millimeter. Die ersten 6 oder 7 Kammern sind nach Art der Cristellarien angeordnet, die letzten 3 oder 4 sind reitende Kammern. Die Nähte sind tief und schimmern mit doppelten Contouren unter der dünnen, sculpturlosen Schale durch. Die Mündung ist abgebrochen, allein die ganze Anlage des schmalen Gehäuses scheint darauf hinzudeuten, dass die Mündung auf einer weit ausgezogenen Spitze gelegen ist.

Die Uebereinstimmung der russischen Form mit der französischen und zwar besonders der an zweiter Stelle citirten (Taf. XXXVIII, Fig. 14) ist eine ganz befriedigende. Nur scheint die russische etwas, wenn auch unbedeutend, schmäler zu sein. Die Anordnung der ersten drei spiral eingerollten Kammern erscheint bei Terquem eigenthümlich complicirt, doch ist Grund vorhanden, um anzunehmen, dass es sich da vielleicht nur um einen Beobachtungsfehler handelt, oder aber solche Variationen vorkommen können, so dass man diesem Umstande keine systematische Bedeutung zuschreiben kann. Ein Theil der Formen, welche Terquem als *Fl. semiinvoluta* bezeichnet, dürfte vielleicht mit seiner *Fl. centralis* zusammenzuwerfen sein; ebenso vielleicht *Fl. intermedia* (Foraminif. Baj. de la Moselle, Bull. Soc. géol. France, 3. sér., 4. Bd., 1877, Taf. XVI). *Flabellina jurassica Kübl.* u. *Zwingli* ist ebenfalls sehr nahestehend, wenn nicht identisch. *Flab. centralis*, die einzige, diese Gattung in unserer Fauna vertretende Art, tritt darin selten auf.

Frondicularia Defr.

Diese Gattung ist durch zwei Gruppen vertreten, von denen sich die eine an die altbekannte *Frondic. complanata* anschliessen lässt,

während die andere mit *Frondicularia didyma Berthelin*[1]) verwandt ist. Von der ersteren Gruppe sind mehrere Arten vorhanden, allein leider nur in sehr wenigen Exemplaren, welche eine genauere Bestimmung meistens nicht erlauben. Sie lassen sich wohl an bereits bekannte Arten anschliessen, ohne aber vollständig mit ihnen übereinzustimmen. Das Material ist zur Aufstellung neuer Arten zu dürftig, und ich musste mich daher begnügen, die russischen Vorkommnisse vorläufig unter dem Namen der nächstverwandten Species anzuführen.

Zahlreichere Exemplare liegen mir von den Arten der zweiten Gruppe, namentlich von *Fr. Mölleri n. f.* vor. Die letzteren sind grösser als die glatten Formen der ersteren Gruppe und mehr oder minder stark gerippt. In der äusseren Form erinnern sie sehr an bereits bekannte Frondicularien, wie *Fr. Cordai Rss.* und *Fr. concinna Koch, cordata Röm., ovata Röm.*, und erst bei näherem Studium erkennt man, dass nicht wie bei echten Frondicularien eine Anfangskammer vorhanden ist, an welche sich reitende, mit zwei gleichen Schenkeln umfassende Kammern anschliessen, sondern zwei Anfangskammern, genau so wie dies Berthelin bei seiner *Frondicularia didyma* angibt. Erst die dritte Kammer ist eine doppelschenkelige, doch erscheinen die beiden Schenkel derselben noch nicht völlig symmetrisch, sondern es ist der eine etwas kürzer, als der andere.

Strenge genommen entsprechen also diese Formen nicht genau der Diagnose der Gattung *Frondicularia*, allein nach der schwach kugeligen Anschwellung der beiden Anfangskammern und der Gesammtbeschaffenheit im ausgewachsenen Zustande stehen sie den echten Frondicularien so nahe, dass man dieselben mit Berthelin wohl unbedenklich der genannten Gattung einreihen kann. Berthelin erblickt in der erwähnten Beschaffenheit der beiden Anfangskammern einen Uebergang von *Polymorphina* zu *Frondicularia*, hauptsächlich gestützt auf den Bau der merkwürdigen *Frondicularia paradoxa*[2]). Ohne die Kenntnis der letzteren Form würde man wohl daraus ebenso gut einen Uebergang von *Flabellina* zu *Frondicularia* erschliessen können. Die Gattungsgrenzen sind eben auch bei Foraminiferen nicht starr.

Die Gruppe der *Fr. didyma Berth.* ist durch drei Arten vertreten, welche als *Frondicularia Nikitini, Teisseyrei* und *Mölleri* beschrieben wurden. Von der letzteren Art steht es nicht ganz fest, ob sie hierher gehört, oder vielleicht doch nur eine Anfangskammer besitzt.

Frondicularia cf. nitida. Taf. IX, Fig. 19. Terquem, Recherches sur les foraminifères du Lias. Metz 1858, pl. I, fig. 9, pag. 32.

Ein Exemplar erinnert durch seine schmale längliche Form und die verhältnismässig geringe Anzahl von Kammern an die angezogene Art, unterscheidet sich aber bedeutend durch die geringere Grösse.

---

[1]) Foram. fossiles de l'étage Albien de Montcley (Doubs). Mém. Soc. géol. France III., sér. I., 1881, pag. 61, pl. XXV, fig. 18.

[2]) Berthelin, Foram. du Lias moyen de la Vendée. Revue et Mag. de Zoologie. Paris 1879, 3. sér. VII, pag. 33, t. I, fig. 5.

Während die *Fr. nitida Terq.* zwei Millimeter gross wird, erreicht das russische Exemplar nur 0·7 Millimeter Länge. Die letzte Kammer zeigt eine rundliche Mündung und ist tief abgeschnürt, wie dies bei einzelnen Exemplaren der lothringischen Art auch vorkommen soll. *Fr. sacculus Terq.* ist ebenfalls nahestehend, unterscheidet sich aber durch zahlreichere, dichter gestellte Kammern. Nach dem geringen mir vorliegenden Material ist es kaum möglich, mit Sicherheit zu entscheiden, ob hier eine selbstständige Art vorliegt; ich führe daher das vorhandene Exemplar unter der oben angeführten Bezeichnung an.

Frondicularia cf. major Bornem.

Ein grosses, aber nur fragmentarisch erhaltenes Exemplar mit länglicher Mündung gleicht der genannten Art in Bezug auf die äussere Form, die Dicke und Glattheit der Schale und die Undeutlichkeit der Nähte. Es ist aber an den Seiten nicht zugeschärft, sondern gerundet.

Ein zweites, sehr ähnlich gestaltetes Exemplar mit gerundeter Aussenseite weicht durch die runde Mündung ab.

Frondicularia lingulaeformis. Taf. IX, Eig. 17. Schwager, Beitrag zur Kenntniss der mikroskopischen Fauna jur. Schichten. Württemb. Jahresh. f. vaterl. Naturk. XXI. Jahrg. 1865, pag. 113, Taf. IV, Fig. 11.

Diese Form ist an den Seiten flach und aussen gerundet, in der Mitte der Seiten sogar merklich eingesenkt. Mündung rundlich, Nähte deutlich und tief. Ein Exemplar stimmt mit der von Schwager beschriebenen Form aus den Impressathonen von Gruibingen in Bezug auf die angeführten Merkmale recht gut überein, zwei andere hingegen zeigen weniger stark vertiefte Nähte. *Frondicularia spatulata Terq.* (non Williamson) aus den Parkinsoni-Schichten von Fontoy scheint sehr nahe zu stehen, freilich zeigen nach Terquem einige dieser Formen Anfangskammern, wie man sie hier nicht wiederfindet. *Frondicularia varians Terq.* aus dem Lias unterscheidet sich durch grössere Flachheit, ebenso *Frondicul. complanata (Defr.) Jones* und *Park.* von Chellaston und *Fr. franconica Gümb.* von Streitberg.

Frondicularia Teisseyrei n. f. Taf. IX, Fig. 16.

Das flache schmale Gehäuse besteht aus sieben Kammern, von welchen nur fünf doppelschenkelig sind. Es sind zwei Anfangskammern vorhanden, welche schwach kugelförmig aufgetrieben und so gelegen sind, dass sie sich nur mit einer Seite berühren. Die dritte Kammer hat bereits reitende, aber noch ungleich grosse Schenkeln. Eine Spitze scheint bei der Anfangskammer nicht vorhanden zu sein, wenigstens sieht man bei dem guterhaltenen Exemplar nichts davon. Die reitenden Kammern sind mit zahlreichen, nicht sehr starken, aber doch ziemlich deutlichen Längsstreifen versehen, die Anfangskammern dagegen sind glatt; nur die zweite Kammer zeigt am Rande einen schwachen Streifen. Die Nähte sind tief, die Mündungen stark ausgezogen. Die äussere Form des Gehäuses ist eine ungefähr rhomboidale.

Obwohl mir von dieser Art nur ein gut erhaltenes Exemplar vorliegt, möchte ich sie doch nicht übergehen, da gerade an ihr die eigenthümliche Beschaffenheit der Anfangskammern gut zu sehen ist. Die Anfangskammern sind bei dieser Species ziemlich gross und so gekrümmt, dass man bezüglich der äusseren Form an *Flabellina* erinnert wird.

Die von Berthelin l. c. beschriebene *Fr. didyma* steht der *Fr. Teisseyrei* hinsichtlich der äusseren Form ziemlich nahe, weicht aber neben anderem hauptsächlich durch den Mangel der Längsstreifung ab. Dadurch ist die genannte französische Art auch von den beiden folgenden Species leicht zu unterscheiden. *Frondicularia concinna Koch* und *strigillata Rss.* [1]) sind äusserlich ziemlich ähnlich, dürften aber nach der von Koch und Reuss gegebenen Beschreibung echte Frondicularien mit einer Anfangskammer sein.

Frondicularia Nikitini n. f. Taf. IX, Fig. 10, 11.

Diese Species fällt durch ihre bedeutende Grösse, ihre Flachheit und ihre eigenthümliche äussere Form auf. Sie besteht aus 10—14 Kammern, von welchen die ersten zwei dieselbe Stellung einnehmen wie bei der vorhergehenden Art und bei *Fr. didyma*, während die übrigen reitende Schenkel besitzen. Die beiden Anfangskammern sind auch hier ein wenig dicker als die anderen und sind etwas schmäler als bei *Fr. Teisseyrei*. Die Nähte sind ziemlich tief, die Mündungen ausgezogen, doch nicht so stark, wie bei der vorhergehenden Art, die Kammern sind sehr schmal und tragen auf jedem Schenkel 7 bis 9 feine Rippen.

Die äussere Form des Gehäuses ist ähnlich wie bei *Frond. inversa Rss.*, bald länglich lanzetförmig, bald mehr parallelepipedisch; die Kammern sind bei allen Exemplaren sehr dünn. Die Längsstreifen sind bezüglich ihrer Stärke geringen Schwankungen unterworfen. Die Länge des grössten Exemplares beträgt zwei Millimeter, die Breite einen Millimeter.

Von dieser leicht kenntlichen, charakteristischen Art liegen mir vier Exemplare vor. Die Unterschiede gegen die verwandten Arten, wie *Fr. Teisseyri* und *Mölleri*, sind so auffallend, dass ich darauf wohl nicht näher einzugehen brauche. *Frondicularia ovata Röm.* aus dem Pläner hat eine ähnliche äussere Form.

Frondicularia Mölleri n. f. Taf. IX, Fig. 12—15.

Das Gehäuse dieser rhomboidal gestalteten Form besteht aus acht Kammern, von welchen nur die letzten fünf auf den ersten Blick erkennbar sind. Die ersten drei Kammern haben undeutliche Nähte; die Anordnung der Anfangskammern ist wahrscheinlich so wie bei den vorher beschriebenen Arten. Die Anfangskammern sind auch hier etwas dicker als die nächstfolgenden. Bei einem Exemplare ist die erste Kammer mit einem kleinen Stachel versehen. Wenn man das Gehäuse von der Seite betrachtet, bemerkt man, dass die meisten Exemplare nicht ganz eben, sondern schwach windschief gebogen sind; die Dicke des Gehäuses ist grösser

[1]) Sitzungsber. d. k. Acad. 40, pag. 195, T. VI, Fig. 3.

als bei *Fr. Teisseyrei* und *Nikitini*. Die Oberfläche ist mit bald längeren, bald kürzeren Längsstreifen verziert, welche von den Anfangskammern ausstrahlen und im älteren Theile des Gehäuses stärker sind als auf den zwei oder drei letzten Kammern. Diese Längsrippen hören nicht wie bei den vorhergehenden Arten vor den Kammernähten auf, sondern setzen über dieselben hinweg. Die Schlusskammer ist fast ganz glatt. Die Zahl der Rippen ist viel kleiner als bei *Fr. Teisseyrei* und *Nikitini*, die Mündungen sind weniger ausgezogen als bei diesen Arten. Während bei denselben die in der Mittellinie gelegenen Mündungstheile glatt bleiben, treten bei *Fr. Mölleri* die Rippchen auch auf diesem Theile des Gehäuses auf.

Von dieser Art konnte ich mehrere Exemplare untersuchen, von welchen eines eine bedeutende Grösse erreicht (ungefähr 2·2 Millimeter Länge und 1·6 Millimeter Breite), die meisten Exemplare sind aber etwas kleiner und haben durchschnittlich den Durchmesser von 1·3 Millimeter.

Drei Exemplare weichen von den übrigen durch etwas schmälere Form ab; bei sonst vollkommener Uebereinstimmung glaube ich dieselben nur als Varietäten ansehen zu sollen; es ist aber auch möglich, dass sie sich bei reichlicherem Material doch als selbstständige Formen erweisen könnten.

Frondicularia strigillata Rss. l. c. steht der äusseren Form nach ziemlich nahe, hat aber kürzere Rippen, die nicht über mehrere Kammern hinweggehen, und dürfte überhaupt eine echte *Frondicularia* mit einer Anfangskammer sein.

Plecanium concinnum Reuss, Versteinerungen der böhmischen Kreideform. Taf. XXIV, Fig. 54. — Denkschrift. der k. Akad., VII, pag. 71, T. 26, Fig. 6. Sitzungsber. d. k. Akad., 40. Bd., Taf. XIII, Fig. 1, pag. 233.

Diese Art ist nur durch ein gut erhaltenes Exemplar vertreten, welches die agglutinirende Beschaffenheit der Schale deutlich erkennen lässt. In Bezug auf die äussere Form des Gehäuses steht es in der Mitte zwischen dem etwas gestreckten *Pl. concinnum Rss.* und dem kurz dreiseitigen *Pl. gibbosum* und *abbreviatum Orb.*, nähert sich aber mehr der ersteren Art. Das russische Exemplar hat ausserdem etwas weniger tiefe Nähte als das eigentliche *Pl. concinnum Rss.*, doch ist der Unterschied so gering, dass man ihm keine Bedeutung zuschreiben kann.

Pl. concinnum gehört einem ausserordentlich langlebigen Formenkreise an. Brady hat bereits im Kohlenkalk einen Vertreter desselben aufgefunden. Wahrscheinlich ist ein Theil der recenten Formen, die gewöhnlich als *Pl. agglutinans Orb.* aufgezählt werden, damit gänzlich identisch. Aus dem Wiener Becken liegen mir mehrere Plecanien vor, von denen einige von den russischen Exemplaren nicht zu unterscheiden sind. *Plecanium pupa*, *Partschi*, *conulus* und *parallelum Rss.* (Sitzungsber. d. k. Akad. Wien, 40. Bd., Taf. XIII) dürften von *Plec. concinnum* kaum zu trennen sein.

Orbulina neojurensis Karr. Taf. IX, Fig. 20. Sitzungs-Berichte der k. Akademie Wien, LV. Band, I. Abtheilung, 1867, pag. 38, Taf. VII, Fig. 10.

Unter diesem Namen beschrieb Karrer eine kleine Art aus dem rothen Mergel des Malms von St. Veit bei Wien, welche sich durch grosse runde Poren auszeichnet, die in einem Netz von meist sechseckigen Maschen gelegen sind. Mit dieser Art stimmt ein Exemplar aus dem russischen Ornatenthon auf das vollständigste überein, wie ich mich durch Vergleich der Exemplare überzeugen konnte. Von *Orb. universa* unterscheidet sich *O. neojurensis* durch geringere Grösse und dichtere, grössere und gleichmässiger gestellte Poren, deren regelmässige Stellung wohl den Eindruck des Vorhandenseins eines sechseckigen Maschennetzes hervorruft. Grössere kreisrunde Mündungen wurden nicht beobachtet.

Während *O. neojurensis* zu St. Veit sehr häufig ist, scheint diese Art im russischen Ornatenthone sehr selten zu sein, da nur ein Exemplar aufgefunden werden konnte. *O. neojurensis* wurde neuerdings von Terrigi im vaticanischen Tertiär nachgewiesen (Atti dell' Accad. de' nuovi Lincei Roma 1880. XXXIII, pag. 64, T. I, Fig. 16). Brady erkannte diese Art im recenten Globigerinenschlamme (Quart. Journ. Microscop. Sc. Bd. XIX).

Orbulina millepora und *macropora Terquem* (Cinq. Mém. sur les Foraminif. du système oolitique. Metz 1883, Taf. 38, Fig. 2, 3, pag. 344) sind sehr nahestehende, vielleicht identische Formen. *Orbul. punctata Terq.* (Terquem und Berthelin, Etude microscopique des marnes du Lias moyen d'Essay-lès-Nancy, Mém. Soc. géol. France. 2. sér., 10. Bd., 1874, Taf. XI, Fig. 1, pag. 11) unterscheidet sich durch kleinere, entfernter stehende Poren.

Epistomina Terquem.

Vor kurzer Zeit sind die französischen Forscher Terquem und Berthelin mit überaus interessanten Mittheilungen über eine Mündungsform bei gewissen Rotalien hervorgetreten, welche bisher gänzlich übersehen worden war[1]. Berthelin zeigte, dass die allbekannte *Pulvinulina* oder, wie er aus formellen Gründen[2] vorzieht, *Placentula Partschi Orb.* eine spaltförmige schmale Mündung am Aussenrande der Unterseite einer jeden Kammer besitze, welche knapp unterhalb des Kieles gelegen ist. Der Unterrand einer jeden Mündung ist etwas aufgewölbt, und wenn nach Anlegung einer neuen Kammer die Mündung der vorhergehenden geschlossen wird, bleiben doch noch Spuren davon zurück, welche die so charakteristische Zeichnung der Unterseite und des Kieles dieser Art hervorbringen. Die Septalwand selbst ist nach Berthelin mündungslos, nur bei alten Exemplaren entsteht zwischen dem Septum und der Aussenwand der vorhergehenden Kammer eine

[1] Berthelin, Sur l'ouverture de la *Placentula Partschiana*, Bull. Soc. géol. France. 3 sér., XI, 1883. Nr. 1, pag. 16. — Terquem, Sur un nouveau genre de Foraminifères du Fuller's earth de la Moselle, pag. 37. Note sur la communication de M. Berthelin, pag. 39 ebendaselbst.

[2] Berthelin, Foraminifères du Lias moyen de la Vendée, Revue et Magasin de Zoologie 1879, pag. 35.

leichte schmale Spalte nach Art der gewöhnlichen Rotalienmündung. Dieselbe Mündungsform beobachtete der genannte Forscher auch bei einer Art aus dem Astartien der Normandie und einer der *Rotalia Carpenteri Reuss* sehr nahe verwandten Form aus dem unteren Gault des Dép. Aube und des Boulonnais und spricht die Vermuthung aus, dass alle Formen mit doppeltem Randsaum hieher gehören dürften.

Terquem erkannte das Vorhandensein einer randlichen Mündung bei Exemplaren aus dem Fullers-earth von Fontoy (Moselle) und der „Umgebung von Warschau". Nach ihm kann die Mündung dreierlei verschiedene Lage annehmen, indem sie als rundliche Mündung in der Mitte der letzten Kammer, als spaltförmige am Aussenrande, als bogenförmige auf dem Septum im Winkel des letzten Umgangs (cf. l. c. Taf. III, Fig. 18) auftreten kann. Ausser den Exemplaren aus den Fullers-earth stellt Terquem noch eine Art aus dem Wiener Becken (*Pulv. Partschi*) und eine recente aus dem Golf von Gascogne hieher, welche letztere von Brady beschrieben werden wird. Dagegen betont er im Gegensatz zu Berthelin, dass die Epistominen in allen von ihm untersuchten Faunen des Lias, des Bajocien, Oxfordien und Kimmeridgien vollständig fehlen, und behauptet, dass die im Museum erliegenden Originalexemplare Orbigny's zu dessen *Pulv. Partschi* der gegebenen Darstellung vollkommen entsprechen.

Bei der Untersuchung der Fauna des russischen Ornatenthones ergab es sich, dass drei Arten, die zu den häufigsten der ganzen Fauna gehören, eine randliche Mündung besitzen und der Gattung *Epistomina* anzureihen sind. In ihrer äusseren Form zeigen sie ausserordentlich viel Aehnlichkeit, ja zum Theil selbst Identität mit *Rotalia spinulifera Rss.* und *Carpenteri Rss.* aus dem englischen Gault, mit *Rot. reticulata Rss.* aus dem norddeutschen Hils[1]) und *Rot. stelligera* aus den Gosauschichten[2]), nur hatte ich bei den russischen Arten eine randliche oder septale Mündung beobachtet, während Reuss seinen Arten die gewöhnliche Rotalienmündung zuschreibt. Zufällig befindet sich gerade jetzt die Reuss'sche Foraminiferensammlung zeitweilig im k. k. Hof-Mineralien-Cabinet, und so wurde es mir möglich, die Reuss'schen Exemplare näher zu durchmustern. Da zeigte es sich nun mit aller nur wünschenswerther Deutlichkeit, dass auch *Rot. spinulifera, Carpenteri, stelligera* und *reticulata* mit randlichen Mündungen versehen und als Epistominen anzusprechen sind. Auch *Rotalia caracolla Röm.* aus dem norddeutschen Hils und Gault erwies sich als hieher gehörig.

Bei den drei russischen und den genannten Reuss'schen Arten sind die Mündungsverhältnisse, soweit ich sie an dem mir vorliegenden Material studieren konnte, folgende: Wenn die letzte Kammerscheidewand erhalten ist, was, wie Terquem richtig hervorhebt, leider nicht allzuhäufig vorkommt, ist entweder nur eine lange spaltförmige Mündung am Aussenrand, parallel dem Kiele und knapp unterhalb desselben vorhanden (cf. Taf. VII, Fig. 6, 4), oder aber es ist ausser dieser noch eine zweite auf dem Septum gelegene entwickelt

---

[1]) Reuss, Die Foraminiferen des norddeutschen Hils und Gault. Sitz.-Ber. d. kais. Akad. XLVI. Bd.. Abth. I, pag. 5., Wien 1863.

[2]) Denkschriften d. kais. Akad. VII. Bd. 1854, pag. 69, Taf. XXV, Fig. 15.

(cf. Taf. VII, Fig. 5), oder es ist endlich nur die Mündung auf dem Septum geöffnet (Taf. VII, Fig. 2 *c*). Die auf dem Septum gelegene Mündung, die wir kurzweg die septale nennen wollen, ist rundlich oder länglich, an dem der Marginalmündung zugekehrten Ende zugespitzt, am entgegengesetzten Ende gerundet und gewöhnlich in der Richtung schief gestellt, dass das letztere Ende gegen die Oberseite gekehrt ist. Bei einem Exemplare von *Epistomina spinulifera* (Taf. VII, Fig. 5) verläuft von der marginalen zur septalen Mündung eine äusserst feine Spalte, die aber wahrscheinlich doch nur als später entstandener Riss anzusehen ist. Bei der *Epistomina spinulifera* (Taf. VII, Fig. 4—7) zeigen die meisten Exemplare die marginale und die septale Mündung gleichzeitig, einige nur die marginale; bei der sehr nahestehenden *Ep. mosquensis n. f.* hingegen konnte nur die septale Mündung beobachtet werden, bei *Ep. stelligera*, *Carpenteri Rss.* und *caracolla Rss.* war auf der letzten Scheidewand nur die marginale Mündung zu erkennen.

Wenn man jedoch Exemplare vor sich hat, bei denen das letzte Septum abgebrochen ist und die so gut erhalten sind, dass man dann auf das vorletzte Septum sehen kann, so zeigt sich stets, dass bei allen den genannten Arten septale Mündungen vorhanden sind, welche offenbar die Communication der in den einzelnen Kammern enthaltenen Sarkodepartien untereinander zu vermitteln hatten. Bei einzelnen besonders gut erhaltenen russischen Exemplaren von *Ep. stelligera* bemerkt man, dass der untere, der Nabelseite zugekehrte Rand der Septalmündung in eine feine Lamelle ausgeht, welche sich mit dem oberen Rande der nächstfolgenden Marginalmündung verbindet. Das Innere einer jeden Kammer wird daher durch eine feine Lamelle in zwei Theile unvollständig abgetheilt, wovon der der Nabelseite zugekehrte die Marginalmündung, der der Oberseite zugekehrte die Septalmündung des vorhergehenden Septums enthält.

Bei denjenigen Arten, bei welchen bei erhaltenem letzten Septum vorwiegend Marginalmündungen vorhanden sind, dürfte sich vermuthlich die Septalmündung erst kurz vor Anlage der nächsten Kammer ausbilden, so dass die Septalmündung hauptsächlich zur Verbindung der einzelnen Sarkodepartien, und nur kurze Zeit auch zur Ausstrahlung von Pseudopodien nach aussen hin gedient haben dürfte. Bei einem Exemplare von *Ep. stelligera Rss. sp.* ist die Marginalmündung gut zu sehen, das Septum ist mündungslos, zeigt aber an einer Stelle eine ziemlich grosse, runde, scharf begrenzte Pore nach Art einer groben Globigerina-Pore. Vielleicht hat man darin die erste Anlage der Septalmündung oder einen zeitweiligen theilweisen Ersatz hiefür zu erblicken.

Einzelne Arten, wie *Ep. mosquensis n. f.*, bei denen nur septale Mündungen sichtbar waren, scheinen das erste Stadium der Marginalmündung ganz zu überspringen und sogleich die Septalmündung zu entwickeln. Dass man übrigens derartigen kleinen Modificationen kein allzu grosses Gewicht beilegen darf, scheint mir daraus hervorzugehen, dass *Ep. spinulifera*, die mit *Ep. mosquensis* gewiss ausserordentlich nahe verwandt ist, marginale und septale Mündungen besitzt, während ich bei der russischen Species nur die letzteren bemerken konnte. Es ist übrigens auch möglich, dass mir nur zufällig solche Exemplare vorlagen, die nur dem einen Typus entsprachen, und dass daneben doch,

wenn auch selten, der andere vorkommt. Deutliche Narben von Marginalmündungen, die über das Vorhandengewesensein derselben keinen Zweifel liessen, sind bei *Ep. mosquensis* nicht vorhanden, doch ist auch dies kein ganz verlässlicher Beweis für die Nichtexistenz der betreffenden Mündungsform, da z. B. auch bei *Ep. spinulifera* diese Narben viel schwächer und weniger überzeugend sind als bei den anderen Arten.

Wieder einen anderen Typus repräsentirt die *Epistomina Partschi* [1]) *Orb.* (Taf. IX, Fig. 6, 7). Zu dieser Art sei es mir gestattet zu bemerken, dass die zahlreichen Exemplare, die als *Pulv. Partschi Orb.* in der Sammlung des k. k. Hof-Mineralien-Cabinets erliegen, durchaus dem Epistominentypus folgen. Ein Blick auf die Abbildung dieser Art in Orbigny's „Foraminifères fossiles du bassin de Vienne", Taf. VII, Fig. 28—30, zeigt, dass dem genannten Forscher eine Art mit der eigenthümlichen Parallelstreifung des Kieles vorgelegen habe, wie sie eben durch die Narben und Ränder der Marginalmündungen hervorgerufen wird, und Terquem ist gewiss im Unrecht, wenn er das Vorhandensein einer Art, die genau Orbigny's Darstellung entspricht, annimmt. Orbigny, dessen überaus grosses Verdienst speciell um die Foraminiferenkunde gewiss Jedermann rückhaltlos und bewundernd anerkennt, hat eben, wie auch Reuss und manche Andere, die eigenthümlichen Mündungsverhältnisse dieser Art übersehen und kann umso eher entschuldigt werden, als bei *Ep. Partschi* in der That, wie schon Berthelin bemerkte, auch eine Mündung von der normalen, gewöhnlichen Form vorkommt. Berthelin meint, dass die normale Mündung am Innenrand des letzten Septums nur bei älteren, grösseren Exemplaren vorkommt, doch ist dies nicht ganz richtig. Wenn die letzte Scheidewand abgebrochen ist, dann sieht man am Innenrand der vorletzten stets die normale Mündungsspalte, wenn dieselbe aber erhalten ist, dann bemerkt man bald nur die Marginalmündung, bald auch eine kleine normale Mündungsspalte am Innenrand des letzten Septums, und zwar auch die letztere nicht nur bei grossen, sondern auch bei ganz kleinen Exemplaren. Die letztere Mündung ist freilich zuweilen so klein, dass sie leicht übersehen werden kann, sie scheint sich aber später, vielleicht nach oder während der Anlage der nächsten Kammer zu vergrössern, da man bei abgebrochenem letztem Septum stets ziemlich grosse Normalmündungen sehen kann.

Bei *Epistomina Partschi* wird also die Communication der einzelnen Sarkodepartien unter einander durch normale, am Innenrand der Scheidewände gelegene Mündungsspalten hergestellt, welche sich wahrscheinlich erst kurz vor der Bildung der nächsten Kammer anlegen, da sie bei einigen Exemplaren mit erhaltener letzter Scheidewand noch fehlen.

Die Epistominen besitzen also, so weit man sie bis jetzt kennt, ausser den randlichen Mündungen auch noch septale, welche die Verbindungen der einzelnen Sarcodepartien unter einander besorgen. Zu

---

[1]) Bei einer Form aus dem Septarienthon von Hermsdorf, welche Bornemann (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1855, VII, pag. 340, Taf. XVI, Fig. 6) als *Pulv. Partschi* beschreibt, hat dieser Forscher eine septale Mündung beobachtet, beschrieben und abgebildet.

diesem Zwecke scheinen eben die überaus feinen Wandungsporen allein nicht zu genügen, sondern es ist offenbar auch die Nothwendigkeit einer Communication durch grössere Oeffnungen vorhanden. Diese letzteren haben zweierlei Lage, bei *Ep. spinulifera Rss.*, *mosquensis n. f.*, *Carpenteri Rss.*, *caracolla Röm.*, *stelligera Rss.*, *recticulata Rss.* liegen sie auf der Mitte, bei *Ep. Partschi Orb.* am Innenrand der Septa.

Epistomina Partschi und desgleichen die anderen Formen der Gattung besitzen überaus fein punktirte Schalen, wie auch Terquem (l. c.) hervorhebt. Die Scheidewände bestehen aus zwei Lagen, zwischen welchen man im Dünnschliff mehr minder deutliche Canäle wahrnimmt. Bei *Epistomina mosquensis* waren die letzteren im auffallenden Lichte besser sichtbar als im durchfallenden.

Die Gattung *Epistomina* ist schon jetzt durch ziemlich zahlreiche Arten vertreten; wir haben mindestens folgende hieher zu zählen:

Epistomina caracolla Röm. sp.
" *ornata* "
" *Orbignyi* "
" *spinulifera Reuss sp.*
" *reticulata* "
" *Carpenteri* "
" *stelligera* "
" *Cordieriana Orb.*
" *Broeckiana Brady* (?)
" *conica Terquem*
" *nuda* "
" *costifera* "
" *ornata* " (*non Römer*)
" *coronata* "
" *regularis* "
" *irregularis* "
" *bilobata* "
" *annulata* "
" *Partschi Orb. sp.*
" *mosquensis n. f.*

Epistomina caracolla, von Römer und Reuss aus dem norddeutschen Hils beschrieben, wird namentlich von den englischen Forschern mehrfach citirt. So führen Jones und Parker[1]) diese Art aus dem Kimmeridgeclay von Kimmeridge and Dorset, aus dem Oxfordclay von Ridgeway, Dorset, aus dem oberen Lias von „New England" bei Peterborough und endlich aus der Kreide von Volsk (Russland)[2]) an. *Epistomina spinulifera*, *Carpenteri* und *reticulata* stammen aus dem nordwestdeutschen und englischen Gault, während *Ep. stelligera* in den Gosauschichten vorkommt. Die zahlreichen von Terquem beschriebenen Arten gehören dem Oolit (Schichten mit *Am. Parkinsoni*) von Fontoy

[1]) Geological Magazine 1875, II., pag. 308.
[2]) Annals and Mag. of Nat. Hist. vol IX und X 1872, pag. 193.

(Moselle), und derselbe Forscher fand diese Gattung auch im Fullersearth der „Umgebung von Warschau". Berthelin erkannte die Gattung *Epistomina*, wie schon erwähnt, auch im Astartien der Normandie, und eine der *Ep. Carpenteri* nahe verwandte Art im Gault des Dép. Aube.

Römer [1]) beschreibt unter dem Namen *Rot. ornata* und *Planulina Orbignyi* zwei Formen aus dem nordwestdeutschen Hils, welche Reuss in seinem Material nicht wieder auffinden konnte. Die von Römer gegebenen Zeichnungen sind so mangelhaft, die Beschreibung so unzureichend, dass es wohl kaum gelingen wird, die Fixirung dieser Arten vorzunehmen. Nur soviel scheint mir doch mit ziemlicher Sicherheit erschliessbar zu sein, dass die genannten Arten Epistominen aus der Verwandtschaft der *Ep. spinulifera Rss.*, *mosquensis n. f.*, *reticulata Rss.* verstellen, wonach das Vorkommen dieser Gattung auch im Hils anzunehmen wäre. [2]) Ferner muss noch erwähnt werden, dass höchstwahrscheinlich auch die *Rot. semiornata Schwager* [3]) aus den Sowerbyi-Schichten von Gingen, Pommer und von den Schambelen nach der äusseren Form hierhergehört und vielleicht auch die *Rot. elegans* von Parker und Jones [4]) aus der oberen Trias (?) von Chellaston. *Pulv. Broeckiana* wurde von Brady [5]) aus dem Kohlenkalk von Namur (Belgien) beschrieben und gehört nach der von dem genannten Forscher gegebenen Beschreibung vielleicht auch zu den Formen mit Marginalmündung. Brady betrachtet (a. a. O.) die *Pulvin. cassiana Gümbel* als eine nahe verwandte Form; würde sich diese Unterstellung als richtig erweisen, dann würde sich das Verbreitungsgebiet der Gattung *Epistomina* beträchtlich erweitern. Auch ein Theil der Kreidespecies, welche Ehrenberg als *Planulina umbilicata*, *turgida*, *ampla* etc. beschrieben hat, dürfte hierher gehören.

Es ergibt sich daraus, dass die Gattung *Epistomina* vielleicht bereits in der paläozoischen Periode auftritt und in der Jura- und Kreideformation sehr stark entwickelt ist, da man sie schon jetzt aus allen grösseren Abtheilungen der letzteren Formationen kennt. Sie kommt aber auch im Tertiär und selbst in der Jetztwelt (Golf von Gascogne) vor, doch bisher nur durch je eine Art vertreten.

Soweit diese Gattung bisher bekannt ist, könnten innerhalb derselben drei Gruppen unterschieden werden:

1. *Epistomina Partschi* mit marginaler und normaler Mündung.
2. *Ep. spinulifera*, *mosquensis* und *ornata Röm.* mit septaler und marginaler Mündung und stark hervortretenden, stacheligen Septalleisten.

---

[1]) Verstein. des norddeutsch. Kreidegeb., pag. 98, Taf. XV, Fig. 24, 25.

[2]) Parker und Jones stellten diese Arten bereits in ihre fünfte Pulvinulinengruppe mit *caracolla*, *Partschi* etc. zusammen.

[3]) Foraminiferen der Sowerbyischichten in Benecke's geognostisch-paläontolog. Beiträgen, Bd. II, Taf. 34, Fig. 11.

[4]) Fossil. Foraminifera from Chellaston near Derby, Quart. Journ. Geol. Soc. 1860, pag. 455, Taf. XX, Fig. 46.

[5]) Carbonifer. a. Permian Foraminif., Palaeontogr. Transact., XIII, 1870, pag. 140, Taf. VI., Fig. 12.

3. *Epist. caracolla, Carpenteri, stelligera etc.* mit marginaler Mündung und starken, aber vollkommen gerundeten Septalleisten und überaus starker Callusentwicklung. Die zahlreichen von Terquem beschriebenen Formen scheinen durchaus der letzteren Gruppe anzugehören. Viele der bisher benannten Formen stehen einander ungemein nahe und unterscheiden sich oft nur durch die bald mehr, bald minder mächtige Entwicklung des Callus, so besonders *Ep. stelligera, Carpenteri.*

Im Allgemeinen dürfte die Gattung *Epistomina* mit der fünften von Jones und Parker[1]) unterschiedenen Pulvinulinengruppe ungefähr zusammenfallen. Die Ertheilung eines besonderen Gattungsnamens hiefür durch Terquem muss wohl gebilligt werden, da die Gattungsnamen *Placentula* und *Pulvinulina* zunächst für *Pulvinulus repandus*, welche Art nach den Autoren mit normaler Mündung versehen ist, aufgestellt wurden. Die Mündungsverhältnisse der in Rede stehenden Formen sind aber so eigenthümliche, dass sie wohl die Aufstellung eines besonderen Gattungsnamens erfordern.

Im russischen Ornatenthon kommen folgende Formen dieser Gattung vor: *Epistomina mosquensis n. f., reticulata Rss. sp. stelligera Rss. sp.*

Epistomina mosquensis n. f. Taf. VII, Fig. 1—3.

Besitzt ein kreisrundes, scheibenförmiges, beiderseits gewölbtes Gehäuse mit gekieltem Rande, welches aus zwei Umgängen zusammengesetzt ist. Der äussere von diesen enthält bei grossen Exemplaren 7—8, der zweite 9—10 Kammern. Von den letzteren sind die ersten zwei Kammern in der Regel ziemlich unregelmässig angelegt und können als Andeutung eines innersten dritten Umganges betrachtet werden. Auf der meist flacheren Oberseite sind alle Kammern, auf der gewöhnlich etwas stärker gewölbten Unterseite nur die des letzten Umganges sichtbar. Die Lage der Nähte wird durch hoch kammförmige, etwas schief gestellte opake Kalklamellen angedeutet, welche in einem schief nach rückwärts gerichteten Bogen verlaufen. Ihre äusseren Theile bilden den Rückenkiel des Gehäuses, welcher mehr weniger deutliche, den einzelnen Kammern entsprechende Einschnitte zeigt. Bei den beiden letzten Kammern ist der Kiel stets ganzrandig, im Uebrigen ist er häufig in feine zierliche Spitzen, die aber nur bei ziemlich gutem Erhaltungszustand vorhanden sind, ausgezogen oder zerschlitzt. Hie und da fehlt diese Zerschlitzung des Kieles vollständig, manchmal, wenn auch selten, erstreckt sie sich auch auf den übrigen Theil der Septallamellen. Zuweilen sind die Septallamellen unterbrochen und die Nähte erscheinen dann an solchen Stellen vertieft.

Die Unterseite zeichnet sich dadurch aus, dass die Septallamellen noch viel mächtiger, höher und dicker entwickelt sind, als auf der Oberseite. In der Mitte befindet sich häufig eine tiefe, von einem hohen Ringe eingefasste Grube, von welcher die Septallamellen ausgehen. Diese verlaufen anfangs gerade oder sogar etwas nach vorne geneigt,

[1]) Foraminif. North Atlantic etc., Philosophical Transact. 1865, pag. 393.

biegen sich aber später nach rückwärts, um sich entweder an die vorhergehenden anzuschliessen oder wenigstens ganz nahe an dieselben heranzutreten. Sie bilden auf diese Weise eine mehr minder geschlossene Linie und bewirken, dass der Kiel eine doppelte Begrenzung erhält. Statt einer centralen Grube können auch zwei bis drei unregelmässig gestellte kleinere Zellen auftreten, und überdies legen sich in dem Theile der Schale, welcher zwischen der Mitte und der Septalfläche der letzten Kammer, also in der Nähe der letzten Mündung gelegen ist, öfters noch 3—4 regellos gestellte sogenannte Adventivzellen an. Bei manchen Exemplaren treten die letzteren Bildungen so unregelmässig und in so ausgedehntem Masse auf, dass man die einzelnen Kammern des letzten Umganges auf der Unterseite nicht mehr unterscheiden könnte, wenn nicht die den zweiten Kiel bildenden äusseren Theile der Septallammellen in einzelne den Kammern entsprechende Abschnitte zerfallen und dadurch die Lage der einzelnen Kammern andeuten würden.

Ausserdem können auch mitten auf den Aussenwänden ganz unabhängig von den Septen kleine warzenförmige Wucherungen von opaker Kalkmasse auftreten, welche auf der Unterseite stets grösser sind als auf der Oberseite, wo sie nur in Form feiner Körnchen die Schale bedecken.

Die Mündung stellt sich als septale dar, eine marginale Mündung konnte an keinem Exemplare beobachtet werden, es soll aber damit die Möglichkeit eines zeitweiligen Vorkommens derselben nicht in Abrede gestellt werden. Da die Mündung der letzten Kammer unter den zahlreichen mir vorliegenden Exemplaren überhaupt nur viermal zu sehen war, mag es vielleicht Zufall sein, dass sich gerade unter diesen nur septale Mündungen vorfanden. Wo das letzte Septum abgebrochen ist, sieht man deutlich, dass sich der der Unterseite zugekehrte Rand der Mündung in eine feine dünne Lamelle fortsetzt, die gegen den Aussenkiel verläuft. Bei der unserer Art so nahestehenden *Epistomina spinulifera Rss.* kommt die nämliche Mündungsform vor, nur gibt es da auch zahlreiche Exemplare, welche nur die marginale, andere, welche die marginale und die septale Mündung zeigen (cf. Fig. 4—7, Taf. VII).

Mit ziemlicher Sicherheit dürfte übrigens behauptet werden können, dass auch unter Voraussetzung des Vorkommens aller drei Mündungstypen die septale Mündung am häufigsten zu beobachten ist.

Im Dünnschliffe sieht man von der Punktirung, die jedenfalls wie bei *Ep. Partschi Orb.* überaus fein war, nur Spuren. Die Scheidewände lassen das Vorhandensein eines Canals deutlich genug erkennen, sie haben also dieselbe Beschaffenheit, wie die echten Rotalien. Die Scheidewandcanäle sind bei auffallendem Lichte besser zu sehen als bei durchfallendem.

Epistomina mosquensis erreicht häufig 1 Millimeter Durchmesser, wird aber nur sehr selten und dann nur um ein geringes grösser. Es ist dies die häufigste Art unter den Epistominen und auch eine der häufigsten Arten der ganzen Fauna überhaupt. Die nächststehende Form ist, wie schon erwähnt, *Epist. spinulifera Rss.* aus dem englischen Gault.

Die Unterschiede sind folgende: *Ep. spinulifera* ist viel grösser, verhältnismässig flacher, die Septallamellen sind viel schwächer entwickelt und ebenso der zweite Aussenkiel der Unterseite. Dagegen ist der obere Kiel viel schärfer, schneidender und stacheliger als bei unserer Art. Auch fehlen bei *Ep. spinulifera* die einzelnen selbstständigen, opaken, warzenförmigen Wucherungen der Aussenwände, und endlich ist trotz der bedeutenderen Grösse die Zahl der Kammern, namentlich des inneren Umganges kleiner als bei *Ep. mosquensis*. Der innere Umgang der englischen Species besteht häufig nur aus 4—5 Kammern, spielt aber im Aufbau des Gehäuses eine viel geringere Rolle als bei der russischen Form. Endlich zeigt *Ep. spinulifera* häufig die marginale Mündungsform, während bei *Ep. mosquensis* nur die septale beobachtet werden konnte.

Alle diese Unterschiede bedingen ein so verschiedenes Aussehen beider Formen, dass es gerechtfertigt erscheinen dürfte, wenn man diesem Verhältnis durch einen besonderen Namen Ausdruck verleiht. Jene Form, welche von Römer (Norddeutsche Kreidegebirge, Hannover 1841, pag. 78, Taf. XV, Fig. 25) unter dem Namen *Planulina ornata* abgebildet und beschrieben, von Reuss aber unter seinem Materiale nicht wieder erkannt wurde (l. c. pag. 7), scheint mir unserer Art sehr nahe zu stehen und wird vielleicht vollständig mit ihr übereinstimmen. Jedenfalls scheint mir die Abbildung und Beschreibung der genannten Art bei Römer genügend, um annehmen zu können, dass die Formenreihe der *Epist. spinulifera* auch im Hilsthon verbreitet sei.

Epistomina reticulata Reuss. Taf. VII, Fig. 8, 9. Verstein. des nordd. Hils etc. pag. 83, Taf. X, Fig. 4.

Das Gehäuse ist kreisrund, scheibenförmig, gekielt und wird aus zwei Umgängen zusammengesetzt. Der erste, äussere besteht bei grösseren Exemplaren aus 7, der zweite, innere aus 7—8 Kammern, wovon die zwei ältesten wie bei der vorhergehenden Art die Andeutung eines dritten Umganges darstellen. Bei kleinen Exemplaren, bei welchen die beiden Umgänge nicht vollständig entwickelt sind, sind häufig nur 3—4 Anfangskammern und ein aus sieben Kammern bestehender Umgang vorhanden.

Auf der Oberseite sind alle Kammern, auf der Unterseite nur die des letzten Umganges sichtbar. Die Kammernähte treten als opake, erhöhte, aber gerundete Lamellen hervor, welche auf der Oberseite nach rückwärts geneigt sind und sich in einem ebenfalls opaken, stumpf vorspringenden Kiel vereinigen. Bei den älteren inneren Kammern werden die Nahtlamellen immer dicker und breiter, so dass die einzelnen Kammern in der Mitte nur mehr als runde, grubenartige Vertiefungen erscheinen.

Auf der Unterseite sind die Septa nur wenig nach rückwärts geschwungen, sie verlaufen fast rein radial. In der Mitte der Unterseite tritt eine breite flache Nabelschwiele auf; die erhöhten, bis zum Kiel reichenden Nahtverdickungen sind so breit und die Nabelschwiele

so ausgedehnt, dass die Kammerwände nur in Form kleiner, rundlicher oder länglicher Grübchen zu sehen sind.

Die Mündung ist marginal und septal. Die unter dem Kiel gelegenen randlichen Mündungen sind länglich, gross, ihre Unterränder sind verdickt und bilden so eine Art Parallelkiel zum Aussenkiel. Sie sind so deutlich und auffallend entwickelt, dass sie auf der Nabelseite im Umkreise der Schale als ein Kranz von Narben hervortreten, welcher die Lage der einzelnen Kammern fast besser erkennen lässt, als die verbreiterten Nähte, die untereinander und mit der Nabelschwiele fast verfliessen. Vor der Anlage einer folgenden Kammer bildet sich die septale Mündung, welche die Communication zwischen den einzelnen Kammern herstellt.

Diese Art ist viel seltener als *Ep. mosquensis*, aber doch verhältnismässig ziemlich häufig und viel kleiner, als die angezogene Species, da sie nur selten den Durchmesser von 0·7—0·8 Millimeter erreicht; meist ist sie nur 0·5—0·6 Millimeter gross.

Vergleicht man diese Beschreibung und die dazu gehörigen Abbildungen der Reuss'schen Darstellung von *Ep. reticulata*, so ergeben sich so grosse Unterschiede, dass man die entsprechenden Vorkommnisse nicht unter einem Namen belassen zu können meinen möchte. In der That habe ich die russischen Exemplare anfangs als selbstständige, neue Form angesehen [1]), bis ich mich durch die Vergleichung der Reuss'schen Originalexemplare aus dem *Milletianus*-Thon von Klein-Lopke überzeugen konnte, dass in der That kein wesentlicher Unterschied besteht. Die Unterseite, die nach der Zeichnung bei Reuss eine mit eigenthümlichen Gruben versehene Nabelschwiele und ziemlich schmale Nahtleisten aufweist, lässt in Wirklichkeit nichts davon erkennen und die Uebereinstimmung mit den russischen Exemplaren ist eine vollkommene. Die erwähnten runden Vertiefungen der Nabelschwiele sind ganz schwache, unregelmässige, nur bei greller Beleuchtung erkennbare Grübchen, die in entsprechender Weise auch bei den russischen Exemplaren vorkommen. Die Mündungsverhältnisse sind ebenfalls vollkommen übereinstimmend.

Die nächstverwandten Arten sind ohne Zweifel *Ep. stelligera Reuss* und *Carpenteri Reuss*. Von beiden unterscheidet sich *Ep. reticulata* durch die Beschaffenheit der Oberseite, wie ein Blick auf die Zeichnungen lehrt, so sehr, dass eine Verwechslung unmöglich ist. Die Unterseite ist bei allen genannten Arten durch die kräftige Entwicklung callöser, porcellanartiger Kalkmasse auf den Nahtleisten und der Nabelschwiele ausgezeichet, bei *Ep. reticulata* ist der Callus meist etwas schwächer ausgebildet, als bei russischen Exemplaren der *Ep. stelligera*. Auch die *Rotalia semiornata Schwager* aus den Sowerbyi-Schichten scheint nahe verwandt zu sein, nur gibt Schwager das Vorhandensein einer normalen Mündung an.

Endlich wäre noch zu erwähnen, dass jene Form, welche Roemer aus dem Hilsthone unter dem Namen *Planulina Orbignyi* be-

[1]) Verhandlungen der k. k. geol. Reichsanst. 1883, pag. 102.

schrieben hat, mit *Ep. reticulata* viel Aehnlichkeit zu haben scheint. Die Zeichnung bei Roemer ist sehr mangelhaft, doch ist die Beschaffenheit, namentlich der Unterseite, so charakteristisch dargestellt, dass man kaum zweifeln kann, dass da mindestens eine verwandte Form vorliege. Während *Ep. reticulata* nur selten den Durchmesser von 0·8 Millimeter erreicht, zeichnet sich die von Roemer beschriebene Form durch ziemlich bedeutende, 1 Millimeter übersteigende Grösse aus.

Epistomina stelligera Reuss sp. Taf. VII, Fig. 10, Taf. VIII, Fig. 1—3. Denkschriften d. k. Akademie. Wien 1854, Bd. VII, pag. 69, Taf. 25, Fig. 15.

Schale beiderseits gewölbt, kreisrund. Auf der Oberseite sind alle, auf der Unterseite nur die Kammern des letzten Umganges sichtbar. Die Unterseite ist manchmal etwas stärker gewölbt als die Oberseite. Das Gehäuse besteht aus zwei Umgängen und einigen wenigen innersten Kammern, deren Zahl sich nicht genau bestimmen lässt, da die mittelste Partie des Gehäuses von einer opaken, callösen Kalkmasse in mehr minder grosser Ausdehnung bedeckt erscheint. An diese schliessen sich 2 Umgänge an, von welchen jeder bei ausgewachsenen Exemplaren 8—9 Kammern besitzt. Der zweite ist gegen den ersten schwach treppenförmig abgesetzt. Die ältesten 1—2 Kammern des inneren Umganges sind zuweilen auch noch durch den im Centrum verbreiteten opaken Kalküberzug mehr oder minder vollkommen verdeckt. Die Kammerscheidewände treten auch bei dieser Art ziemlich stark hervor, wenn auch viel schwächer als bei den vorhergehenden Arten. Auf der Oberseite sind die Nähte nach rückwärts geneigt und zuweilen schwach geschwungen, der letzte Umgang erscheint häufig etwas eingesenkt.

Die ziemlich stark gewölbte Unterseite ist ebenfalls durch eine centrale, ausserordentlich stark entwickelte opake Schwiele ausgezeichnet. Diese ist so stark und weit ausgebreitet, dass von den Kammerscheidewänden fast nichts mehr zu sehen ist. Es gilt dies namentlich von kleineren Exemplaren, bei denen die Lage der einzelnen Kammern nur mehr durch die marginalen Mündungsnarben ersichtlich wird. Nur bei einzelnen besonders grossen Exemplaren sieht man in der Nähe des Aussenrandes noch Spuren der einzelnen Nähte, ähnlich wie bei *Ep. reticulata*, doch ist die Entwicklung der Nabelschwiele in jedem Falle stärker, als bei der genannten Art. Die Externseite ist schneidend und tritt in Form eines schwachen Kieles hervor, welcher häufig den Kammern entsprechende Einschnitte zeigt.

Bei erhaltenem letzten Septum wurden nur marginale Mündungen beobachtet; wenn die letzte Scheidewand abgebrochen ist, dann sieht man auf der vorhergehenden Wandung eine schiefe septale Mündung, die so gestellt ist, dass ihr unteres Ende gegen die Oberseite gerichtet ist. Der untere, der Nabelseite zugekehrte Rand der Septalmündung geht in eine feine Lamelle aus, welche sich mit dem oberen Rande der nächstfolgenden Marginalmündung in Verbindung setzt. Im Inneren einer jeden Kammer verläuft daher eine Lamelle, welche den Kammersaum in zwei Theile unvollständig abtheilt, wovon der der Nabelseite

zugekehrte Raum die Marginalmündung, der der Oberseite zugekehrte die Septalmündung der vorletzten Scheidewand enthält. Von dieser Art liegt mir kein Exemplar vor, welches auf erhaltener Vorderwand eine septale Mündung zeigen würde; es hat sich vermuthlich die Septalmündung erst kurz vor der Anlage der nächsten Kammer angelegt. Bei einem Exemplare mit wohlerhaltener Marginalmündung zeigt sich auf dem letzten Septum eine scharf begrenzte Pore, etwa von der Grösse der groben Poren von *Globigerina*, in welcher man vielleicht die erste Anlage der Septalmündung zu erblicken hat.

Die callösen Nahtleisten und Schwielen zeigen eine helle Färbung und ein porcellanartig glänzendes Aussehen; die Kammerwände dazwischen besitzen hingegen meist eine gelbliche Färbung, welche im Gegensatz zur hellen Beschaffenheit der Schwielen und Nahtleisten sehr auffällt. Auch bei der vorhergehenden Art, *Ep. reticulata*, ist ein ähnlicher, wenn auch nicht so merklicher Farbengegensatz vorhanden.

Epist. stelligera erreicht meistens nur den Durchmesser von 0·4—0·5 Millimeter, ist viel häufiger als *Ep. reticulata* und ungefähr ebenso häufig wie *Ep. mosquensis*, fällt aber in Folge ihrer geringen Grösse nicht so sehr in die Augen.

Die Identification der beschriebenen russischen Art mit *Ep. stelligera* aus den Gosauschichten wurde nur nach mehrfachen Bedenken vorgenommen. Wenn man die von Reuss gegebene Beschreibung der Art zu Grunde legt, würde man allerdings eine vollkommene Uebereinstimmung für ausgeschlossen halten. Ich hatte jedoch Gelegenheit, zwar nicht das Originalexemplar von Reuss, wohl aber mehrere Exemplare aus dem Wegscheidgraben bei Gosau zu untersuchen, und da zeigte es sich, dass die Reuss'sche Beschreibung nicht vollständig zureichend ist. Unter den besichtigten Exemplaren waren zum Theil solche, welche mit dem russischen Vorkommen durchaus zu identificiren sind, zum Theil solche, deren Oberseite mit der der russischen Form, deren Unterseite mit *Ep. reticulata* übereinstimmt. Es sind bei *Ep. stelligera* aus den Gosauschichten Uebergänge von den Formen mit schwacher zu solchen mit sehr kräftiger Callusbildung vorhanden, und dies Verhältnis ist auch bei den russischen Exemplaren zu beobachten. Selbst wenn die Callusentwicklung bei den Formen der Gosauschichten durchschnittlich etwas schwächer sein sollte als bei den russischen, so scheint mir dies bei sonst sehr vollkommener Uebereinstimmung doch kein hinlänglicher Grund zu specifischer Trennung zu sein.

Die russischen Exemplare zeichnen sich, wie es scheint, durch die grössere Anzahl (acht) von Kammern in einem Umgange vor denen der Gosauschichten aus, die nur sechs Kammern aufweisen. Doch auch dieser Unterschied ist wohl nur sehr geringfügig. Sollte es sich übrigens durch fernere Untersuchungen herausstellen, dass einzelne Formen der Gosauschichten thatsächlich durch schwächere Callusbildung abweichen und sich von den in denselben Schichten vorkommenden Exemplaren mit starkem Callus gut unterscheiden lassen, dann wird man immerhin die letzteren mit einem besonderen Namen belegen können, während für die ersteren die alte Bezeichnung zu gelten haben würde.

Die nächste Verwandte der *Ep. stelligera* ist *Ep. Carpenteri Reuss sp.* (l. c. Taf. XIII, Fig. 6, pag. 94) aus dem Gault von Folkestone,

welche sich durch den Besitz eines fein gezackten Kieles und viel schwächere Entwicklung der callösen Ueberzüge der Ober- wie der Unterseite, sowie bedeutendere Grösse unterscheidet. Während von den Septalnähten der Unterseite bei *Ep. stelligera* in Folge callöser Bedeckung zuweilen fast gar nichts zu sehen ist, tritt bei der englischen Art nur eine kleine Nabelschwiele auf, und die Nähte sind nach der Zeichnung bei Reuss ihrer ganzen Länge nach sichtbar. Diese Unterschiede sind zwar nicht sehr bedeutend, aber bei beständigem Auftreten gross genug, um die Aufrechterhaltung der Art zu rechtfertigen. Es ist merkwürdig, dass Reuss die grosse Aehnlichkeit der *Ep. stelligera* und *Carpenteri* nicht bemerkt und hervorgehoben hat.

Auch *Epist. caracolla Röm.* (Reuss, l. c. Taf. X, Fig. 6) aus dem Hils und dem Speetonclay des nordwestlichen Deutschland ist eine ziemlich nahestehende Form, welche sich durch ihre viel bedeutendere Grösse, scharf abgegrenzte, knaufförmig vortretende Nabelschwiele, hoch und scharf vortretende Septa und grössere Anzahl der Kammern in jedem Umgange von *Ep. stelligera* unterscheidet.

Hier möchte ich noch hinzufügen, dass mir noch zwei ziemlich mangelhaft erhaltene Exemplare vorliegen, welche der *Epistomina caracolla* sehr ähnlich sehen, doch ebenfalls eine stärkere Ausbildung der callösen Kalkmassen aufweisen. Die Anzahl der vorliegenden Exemplare ist zu gering, um dieselben mit Bestimmtheit entweder als Repräsentanten einer besonderen, mit *Epist. caracolla* in sehr innigen Beziehungen stehenden Art, oder aber als extrem entwickelte, etwas abnormale und grosse Exemplare von *Epist. stelligera* betrachten zu können.

Pulvinulina rjäsanensis n. f. Taf. VIII, Fig. 4—6.

Das Gehäuse ist flach kegelförmig und besteht aus zwei deutlichen, zuweilen etwas eingesenkten Umgängen mit je 6—8 Kammern. Das Centrum wird durch einen callösen, flachen Knopf gebildet, in welchem zuweilen überdies noch ein bis zwei Kammern unterscheidbar sind. Die Nähte sind stark nach rückwärts geschwungen, callös verdickt, und heben sich durch helle, weisse Färbung und den porcellanartigen Glanz von den gelb gefärbten Kammerwänden lebhaft ab. Gegen innen zu verbreitern sich die Nähte unter gleichzeitiger Verkümmerung der Kammern, bis sie im Centrum zu dem erwähnten flachen Knopfe zusammentreten.

Die Unterseite lässt nur die Kammern des letzten Umgangs erkennen und ist bald flach oder schwach vertieft, bald schwach gewölbt, und stets durch einen so starken matten Callus überzogen, dass die Nähte nur als undeutliche, schwach vertiefte Furchen erscheinen. Meist sind nur drei Nähte gut erkennbar; sie laufen nicht alle in einen Punkt zusammen, sondern endigen häufig an der vorhergehenden Naht, und sind nicht rein radial gestellt, sondern erscheinen schwach und unregelmässig geschwungen. Am deutlichsten und tiefsten ist diejenige Naht, welche die letzte Kammer vom übrigen Gewinde trennt, die folgenden sind viel schwächer. Die Mitte der Unterseite ist meist etwas eingesenkt und durch eine kleine, mehr oder minder gut abgegrenzte Kalkmasse ausgezeichnet. Die Mündung hat die Form einer

rundlich gestreckten Spalte, welche sich am Innenrande der letzten Kammer dem Centrum genähert befindet. Manchmal ist die Schale über und zur Seite der Mündung in Form einer Lippe schwach ausgezogen. Grösse 0·4—0·7 Millimeter, gewöhnlich 0·5 Millimeter.

Im Allgemeinen lassen sich zwei Varietäten dieser Art unterscheiden, von denen die eine ein flach kegelförmiges Gehäuse besitzt, während bei der anderen die letzten Kammern des zweiten Umganges ziemlich plötzlich abfallen und dem Gehäuse dadurch ein abweichendes Aussehen verleihen. Bei den letzteren Exemplaren ist die Unterseite etwas stärker vertieft als bei den ersteren. Beide Varietäten sind durch viele Zwischenformen untrennbar mit einander verbunden und sind eben dadurch als solche erkennbar.

Betrachtet man diese Art von der Oberseite, so wird man durch die ähnliche Anordnung der Kammern und die gleiche Färbung an *Epistomina stelligera* erinnert, die Unterseite, sowie die Mündungsverhältnisse sind so vollkommen verschieden, dass von einer näheren Verwandtschaft selbstverständlich keine Rede sein kann.

Pulvin. rjäsanensis gehört wohl in die Formenreihe der *Pulv. Menardi*, ist aber durch die Beschaffenheit der Unterseite von dieser und den verwandten Arten so gut unterscheidbar, dass die Aufstellung einer neuen Art berechtigt sein dürfte. Im Ornatenthon von Tschulkowo gehört die beschriebene Art zu den häufigeren, doch ist sie nicht so häufig wie *Epistomina mosquensis*.

Rotalia Beccari Linné, Taf. VIII, Fig. 8, vergl. bes. W. Williamson. On the recent Foraminifera of Great Britain 1858, pag. 48. Parker and Jones, Foraminifera from the Nord Atlantic and Arctic Oceans, pag. 387.

Die Exemplare dieser im russischen Ornatenthon ziemlich häufigen Art stimmen mit den mir vorliegenden tertiären und recenten so gut überein, dass kein irgend erheblicher Unterschied namhaft gemacht werden kann. Als einzige Eigenthümlichkeit erscheint auf den ersten Blick der Besitz schwach erhöhter Nähte auf der Oberseite, doch zeigt es sich, dass auch gewisse tertiäre und recente Formen, unter den letzteren z. B. die des Sandes von Rimini, diese Beschaffenheit der Nähte aufweisen. Die russischen Exemplare sind von verhältnismässig kleiner, gedrungener Gestalt und nähern sich in ihrer Grösse und dem Gesammtaussehen weniger der flachen, grossen Littoralform, als den kleineren Exemplaren des tieferen Wassers und des Wiener Tertiärs. Die Färbung der Exemplare ist eine hellgelbe.

Polystomella.

Diese hochentwickelte Gattung ist in der Fauna des russischen Ornatenthones durch 3 Arten vertreten. Davon stimmt eine (Taf. VIII, Fig. 7) so vollkommen mit der *Polystomella Fichteliana Orbigny* (Fossile Foraminiferen des Wiener Beckens, pag. 125, Taf. VI, Fig. 7, 8) überein, dass kein irgend erheblicher Unterschied aufgefunden werden kann. Die tertiären Exemplare sind allerdings meist etwas grösser, allein dies ist selbstverständlich nicht von Belang. Zwei andere Exemplare stimmen

ganz gut mit der gemeinen *Polystomella crispa Lam.*, allein sie sind ziemlich schlecht erhalten und von geringer Grösse und es ist daher die Identification nicht so vollkommen sicher wie bei der ersterwähnten Art. Endlich ist dann noch ein Exemplar von 0·6 Millimeter Durchmesser vorhanden, mit schwachen Hinterrandkerbungen, das bei schlechtem Erhaltungszustand eine nähere Bestimmung nicht zulässt.

Anmerkung. Während der Correctur dieser Zeilen kommt mir durch die Freundlichkeit des Herrn F. Karrer eine Arbeit von Schlumberger (Note sur quelques Foraminifères nouveaux ou peu connus du Golfe de Gascogne, Feuilles des jeunes Naturalistes, Paris 1883) zu, in welcher die vorhin erwähnte recente *Epistomina* unter dem Namen *Rotalina pleurostomata* auf Taf. III, Fig. 5, pag. 27 beschrieben und abgebildet erscheint. Es ergibt sich aus der Beschreibung, dass diese Form in die Gruppe der *Epistomina Partschi Orb. sp.* gehört.



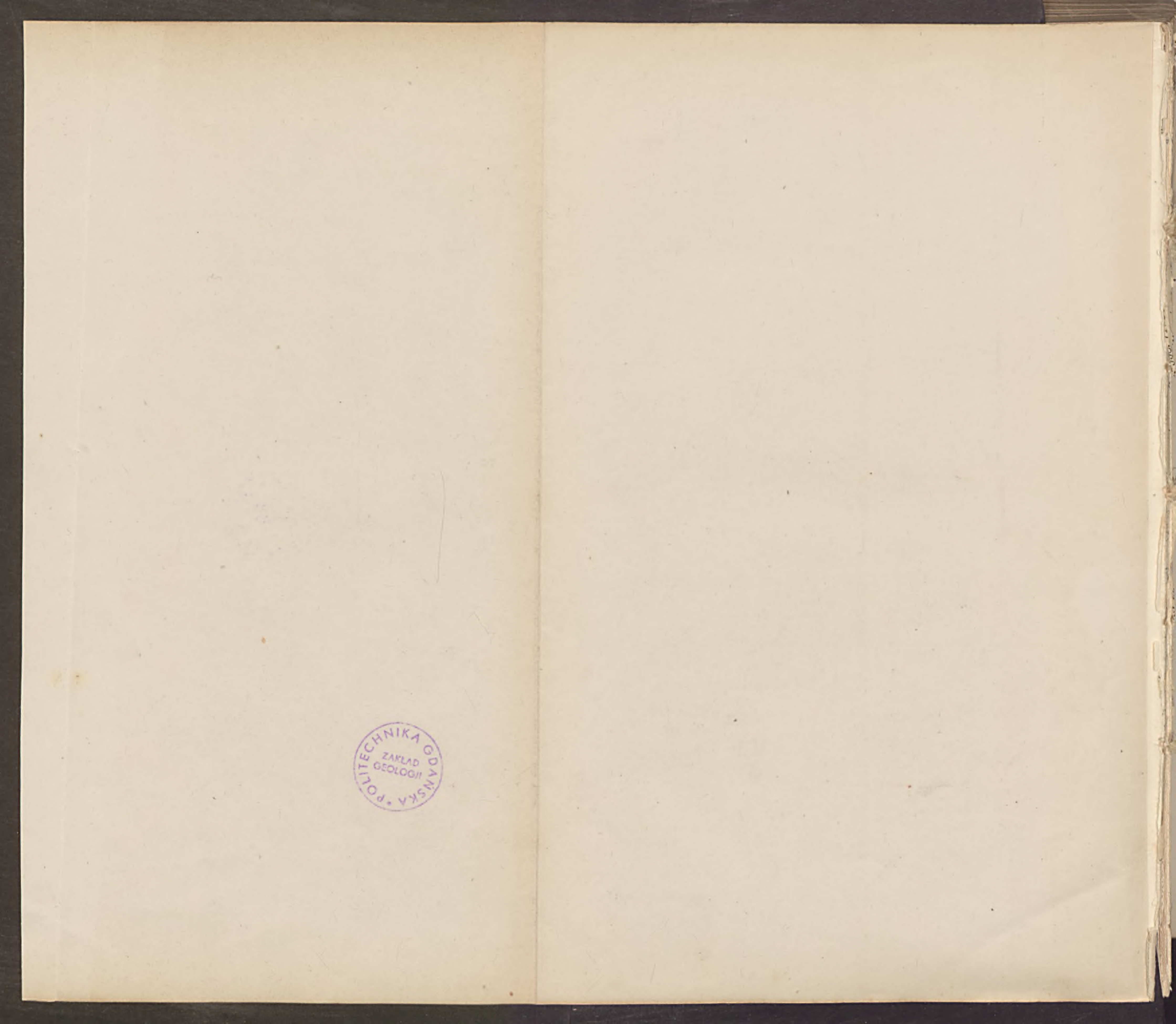


Taf. I.



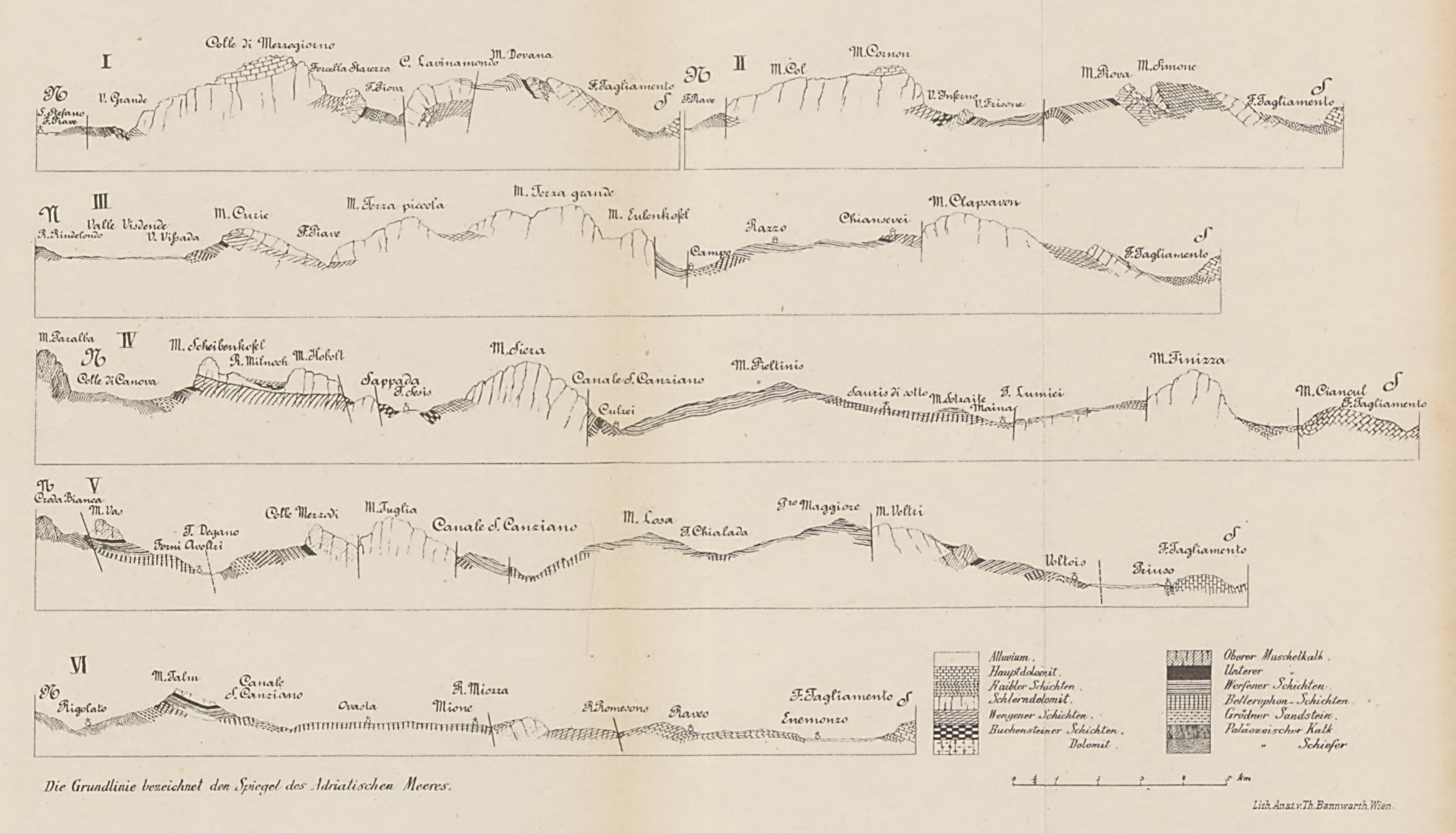
Lith. Anst. v. Th. Bannwarth, Wien.

Verlag v. Alfred Hölder, k.k. Hof- u. Universitäts-Buchhändler in Wien


POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

Profile des Comelico und der westlichen Carnia.

Taf. II.



Die Grundlinie bezeichnet den Spiegel des Adriatischen Meeres.

Lith. Anst. v. Th. Bannwarth, Wien.

Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt. Bd. XXXIII. 1883.

Verlag v. Alfred Hölder, k. k. Hof- u. Universitäts-Buchhändler in Wien.



Verlag v. Alfred Hölder, k. k. Hof- u. Universitäts-Buchhändler in Wien.



vorwiegend cretacisch

cretacisch, eocaen und oligocaen

oligocaen

vorwiegend eocaen

im Massstabe von 1: 576,000.

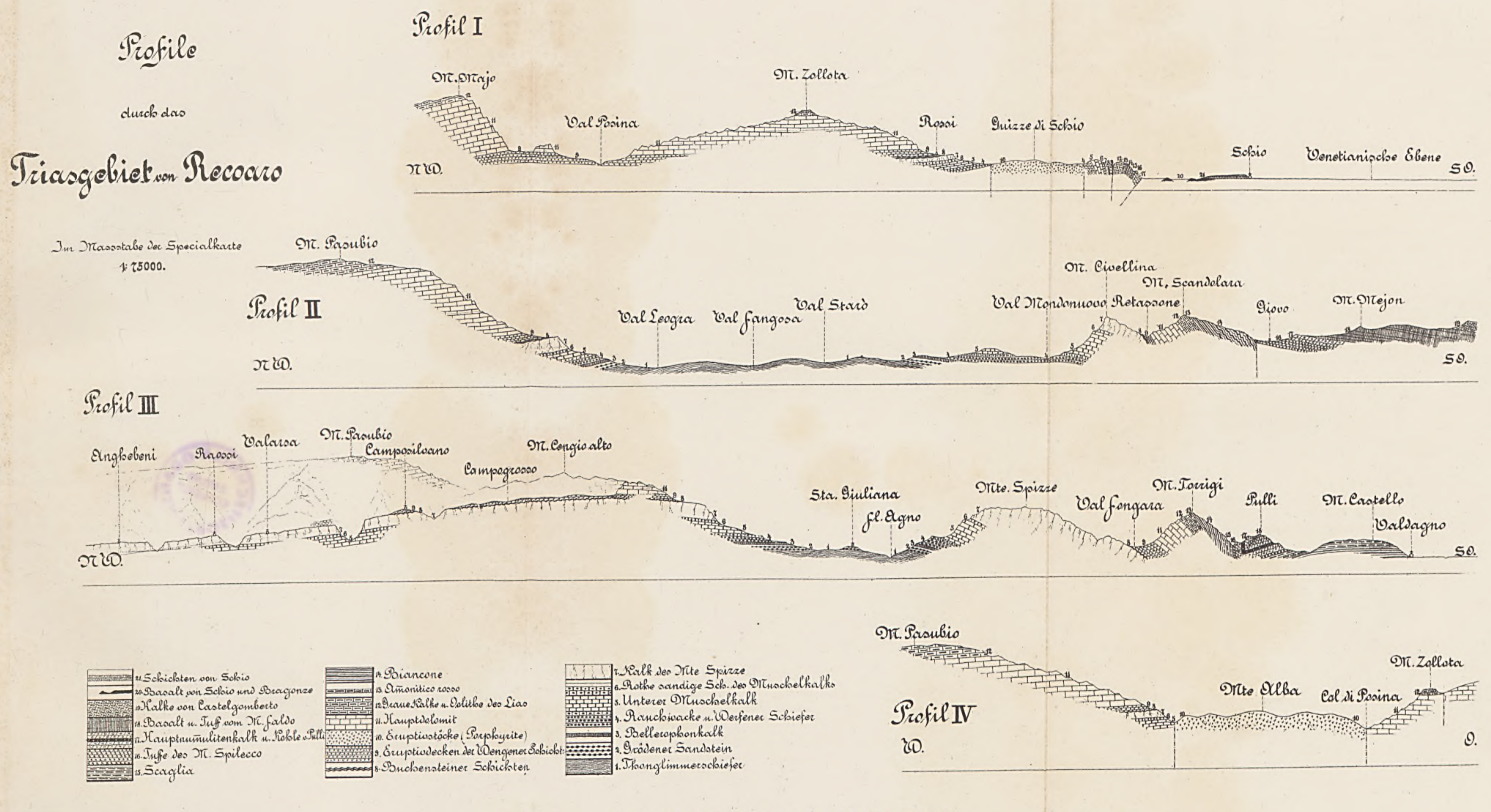
Jahrbuch der k.k. Geologischen Reichsanstalt. Bd. XXXIII. 1883.

Lith. Anst. v. Th. Bannwarth, Wien.

Verlag v. Alfred Hölder, k. k. Hof- u. Universitäts-Buchhändler in Wien.

Profile durch das Triasgebiet von Recoaro

Im Massstabe der Specialkarte 1:75000.



Verlag v. Alfred Hölder, k.k. Hof- u. Universitäts-Buchhändler in Wien.

Lith. Anst. v. Th. Bannwarth, Wien.



Taf. VI.

Fig. 1. *a—m* *Rhynchonellina Suessi Gem.*, aus weissem, muthmasslich tithonischem Kalkstein von Smokovac. S. 716.

Fig. 2. *a—d* *Rhynchonellina bilobata Gem.*, aus weissem, muthmasslich tithonischem Kalkstein von Smokovac. S. 717.

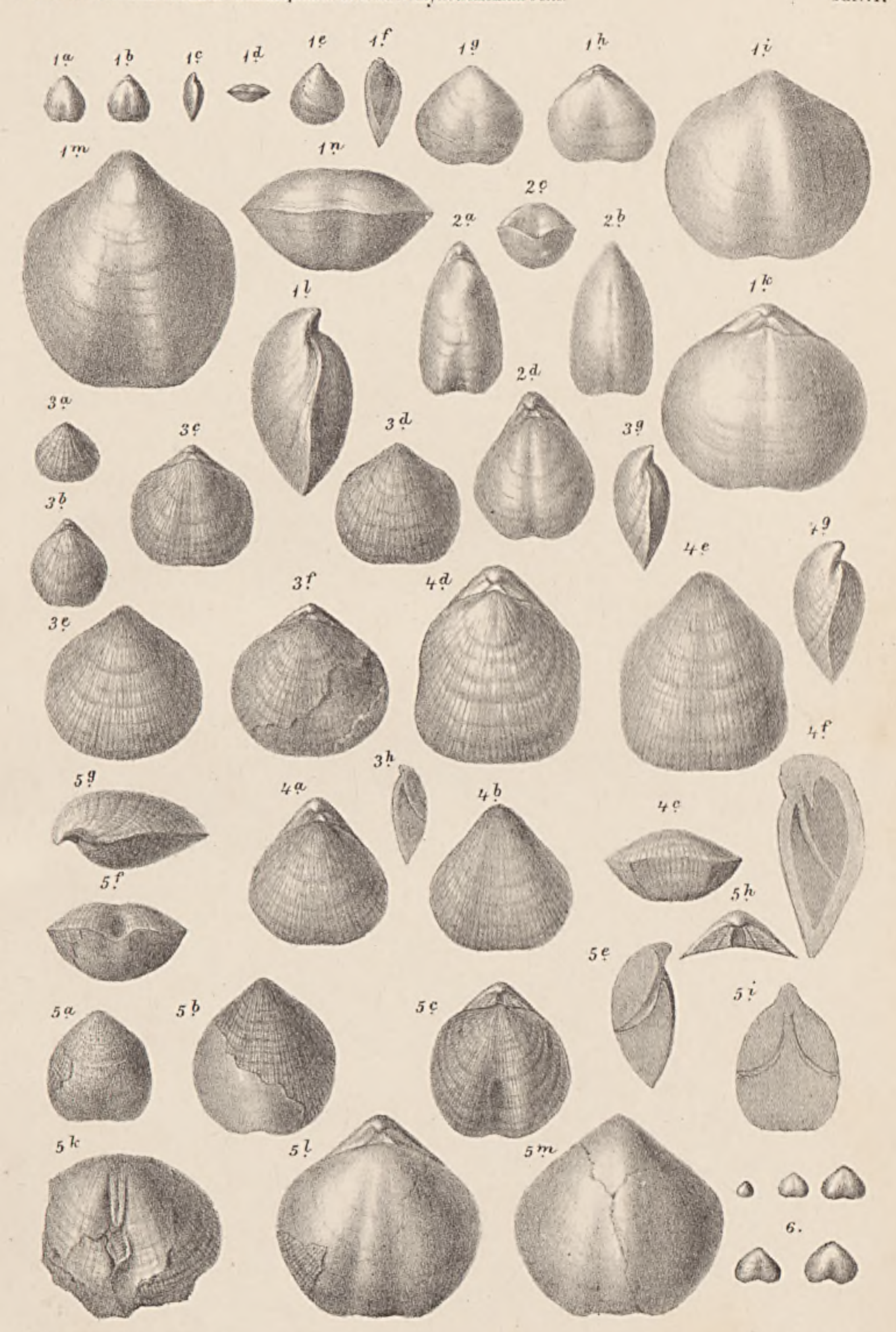
Fig. 3. *a—f* *Rhynchonellina Seguenzae Gem.*, aus weissem, muthmasslich tithonischem Kalkstein von Smokovac. S. 718.

Fig. 4. *a—g* *Rhynchonellina Brusinai J. Eichenbaum*, aus weissem, muthmasslich tithonischem Kalkstein von Smokovac. S. 719.

Fig. 5. *a—m* *Rhynchonellina Fuggeri nov. spec.*, aus rothem, muthmasslich liasischem Kalkstein des Untersberges. S. 730.

Fig. 6. *a—e* *Rhynchonellina aff. bilobata Gem*, aus weissem, jurassischem Kalkstein vom Hochmais am Untersberg. S. 734.

Alle Figuren sind in natürlicher Grösse gezeichnet, nur Fig. 5 *f* ist eine Constructionsfigur, um das Divergiren der Crura ersichtlich zu machen. Die Originale zu den Figuren 1—4 befinden sich im Besitze der k. k. geologischen Reichsanstalt, die Originale zu den Figuren 5 und 6 gehören dem städtischen Museum Carolino-Augusteum in Salzburg.



Rud. Schönn n. d. Nat. gez. u. lith.

Lith. Anst. v. Th. Bannwarth, Wien.

Verlag v. Alfred Hölder, k.k. Hof- u. Universitäts-Buchhändler in Wien.

Taf. VII.

Fig. 1. *Epistomina mosquensis n. f.* Die letzte Kammerscheidewand ist abgebrochen. *a)* Oberseite, *b)* Unterseite mit starken callösen Wucherungen, c) Mündungsansicht, *d)* Externseite. S. 766.

Fig. 2. *Epistomina mosquensis n. f.* Die Schlusskammer ist wohl erhalten und zeigt die septale Mündung. Unterseite nicht so stark callös wie bei Fig. 1. S. 766.

Fig. 3. *Epistomina mosquensis n. f.* Die letzte Kammerscheidewand ist abgebrochen. man sieht auf die vorletzte. S. 766.

Fig. 4. *Epistomina spinulifera Rss. sp.* Unterseite mit Marginalmündung. Gault von Folkestone. S. 762.

Fig. 5. *Epistomina spinulifera Rss. sp.* Mit erhaltener letzter Kammer, zeigt die Marginal- und die Septalmündung. Gault von Folkestone. S. 762.

Fig. 6, 7. *Epistomina spinulifera Rss. sp.* Fig. 6 mit erhaltener letzter Scheidewand, zeigt nur die Marginalmündung. Bei Fig. 7 ist die letzte Scheidewand abgebrochen, man sieht auf der vorletzten die Septalmündung und die zur Marginalmündung ziehende Lamelle. Gault von Folkestone. S. 762.

Fig. 8. *Epistomina reticulata Rss. sp.* Exemplar mit nicht sehr stark callöser Unterseite, man sieht die Marginalmündungen, die letzte Scheidewand ist abgebrochen. S. 768.

Fig. 9. *Epistomina reticulata Rss. sp.* Die letzte Scheidewand ist abgebrochen, man sieht auf der vorletzten Scheidewand die Septalmündung mit der Mündungslamelle. S. 768.

Fig. 10. *Epistomina stelligera Rss. sp.* Stark callös verdicktes Exemplar mit Marginalmündung. Die letzte Scheidewand vorhanden. Die Unterseite ist gänzlich von Callus überzogen, man sieht nur die Marginalmündung und die Mündungsnarben. S. 770.

Die Originalien befinden sich im paläontologischen Universitäts-Museum zu Wien. Sämmtliche Arten, mit Ausnahme von *Epistomina spinulifera* stammen aus dem Ornatenthon von Pronsk und Tschulkowo im Gouv. Rjäsan. Die beigesetzten Striche zeigen die natürliche Grösse an.



Rud. Schönn n. d. Nat. gez. u. lith.

Lith. Anst. v. Th. Bannwarth, Wien

Taf. VIII.

Fig. 1. *Epistomina stelligera Rss. sp.* Die letzte Scheidewand ist abgebrochen, man sieht auf der vorletzten die Septalmündung mit der Mündungslamelle. S. 770.

Fig. 2, 3. *Epistomina stelligera Rss. sp.* Bei beiden Exemplaren ist die letzte Scheidewand abgebrochen und die Septalmündung und Mündungslamelle gut zu sehen. S. 770.

Fig. 4—6. *Pulvinulina rjäsanensis n. f.* Vollkommen erhaltene Exemplare, Fig. 4 mit stark abfallenden letzten Kammern, Fig 5 mit flach kegelförmigem Gehäuse, Fig. 6 erscheint in Bezug auf die äussere Gestalt als Mittelform zwischen Fig. 4 und 5 und zeigt eine schwach lippenförmig ausgezogene Mündung. S. 772.

Fig. 7. *Polystomella Fichteli Orb.* Seitenansicht u. Ansicht v. d. Oralfläche. S. 773.

Fig. 8. *Rotalia Beccari L.* Ober- u. Unterseite, letzte Kammer zerbrochen. S. 773.

Die Originalien befinden sich im paläontologischen Universitäts-Museum zu Wien. Sämmtliche Arten stammen aus den Ornatenthonen von Pronsk und Tschulkowo im Gouv. Rjäsan. Die beigesetzten Striche zeigen die natürliche Grösse an.



Rud. Schönn n. d. Nat. gez. u. lith.

Lith. Anst. v. Th. Bannwarth, Wien.

Jahrbuch der k.k. Geologischen Reichsanstalt Bd. XXXIII. 1883.
Verlag v. Alfred Hölder, k.k. Hof- u. Universitäts-Buchhändler in Wien

Taf. IX.

Fig. 1—3. *Cristellaria rotulata Lam. var. Roemeri Rss.* Fig. 2 stellt die häufigste Form dar, mit ziemlich starken Nahtleisten. Bei Fig. 1 werden die letzten Kammern evolut, die Aussenseite bleibt aber bis zum Schlusse geschärft oder schwach gekielt. Bei Fig. 3 erreicht die Schlusskammer nicht mehr das Gewinde, die letzten drei Kammern haben aussen keinen Kiel u. besitzen einfache, nicht verdickte Nähte. S. 751.

Fig. 4, 5. *Cristellaria Bronni Roem.* Fig. 5 zeigt etwas stärker hervortretende Rippen als Fig. 4. S. 753.

Fig. 6, 7. *Epistomina Partschi Orb. sp.* Fig. 6 besitzt eine wohlerhaltene Schlusskammer, man sieht nur die Marginalmündung. Bei Fig. 7 ist die Schlusskammer abgebrochen, auf der vorletzten Scheidewand sieht man die Normalmündung und die noch nicht vollständig geschlossene Marginalmündung. Aus dem Badener Tegel. S. 763.

Fig. 8. *Nodosaria prima Orb.* Das Exemplar ist nicht vollständig. S. 748.

Fig. 9. *Vaginulina mosquensis n. f.* S. 751.

Fig. 10, 11. *Frondicularia Nikitini n. f.* Fig. 11 hat etwas breitere, stärker gerippte Kammern wie Fig. 10. S. 758.

Fig. 12. *Frondicularia Mölleri n. f.* Grosses, reich beripptes Exemplar. S. 758.

Fig. 13—15. *Frondicularia Mölleri n. f.* Fig. 13 und 14 stellen die gewöhnliche Form dar, Fig. 15 ist ein etwas schmäleres Exemplar. S. 758.

Fig. 16. *Frondicularia Teisseyrei n. f.* S. 757.

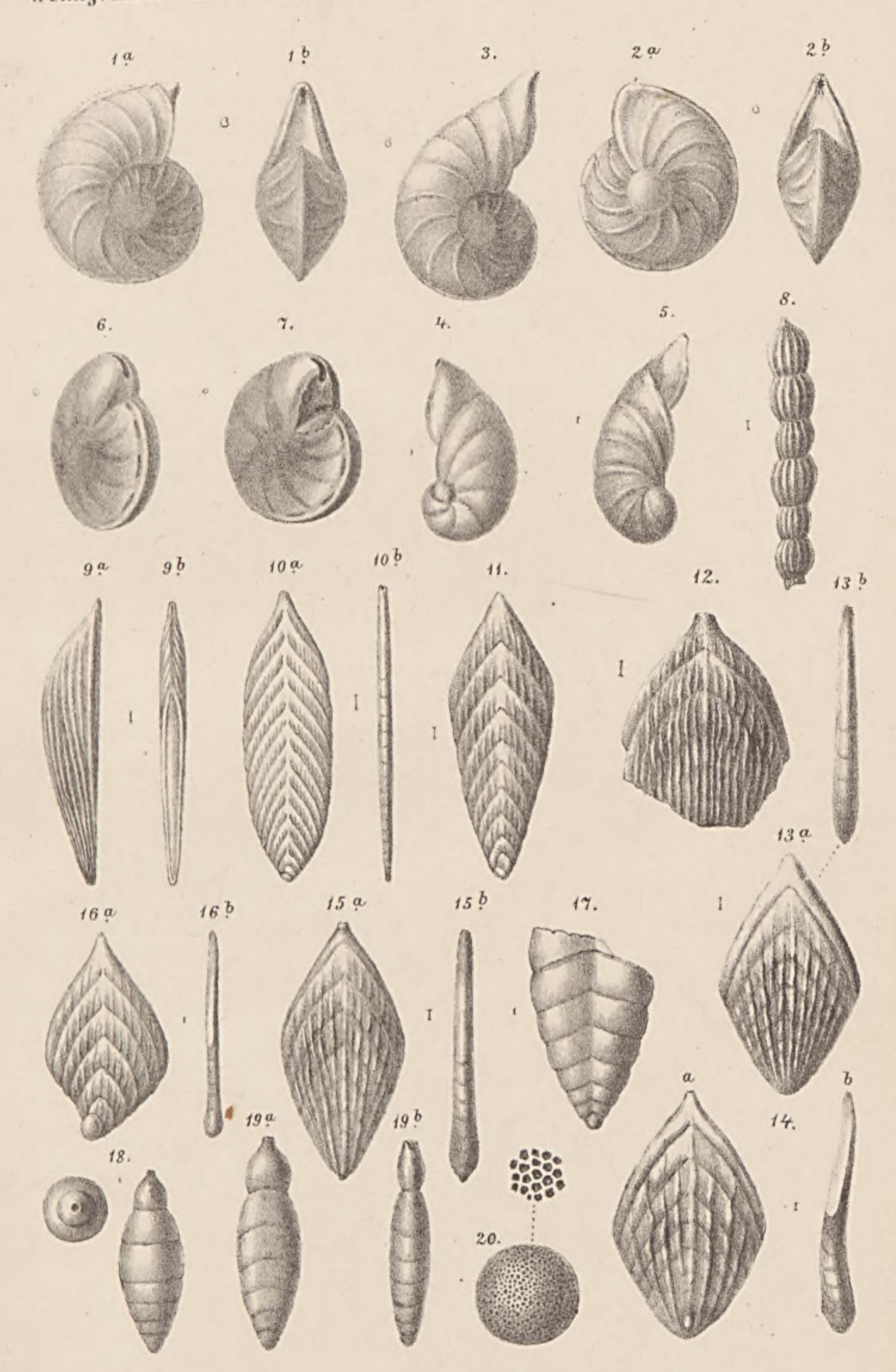
Fig. 17. *Frondicularia lingulaeformis Schwag.* S. 757.

Fig. 18. *Glandulina Lahuseni n. f.* S. 749.

Fig. 19. *Frondicularia cf. nitida Terq.* S. 756.

Fig. 20. *Orbulina neojurensis Karr.* S. 760.

Die Originalien befinden sich im palaeontologischen Universitäts-Museum zu Wien. Sämmtliche Arten, mit Ausnahme der *Epistomina Partschi*, stammen aus dem Ornatenthon von Pronsk und Tschulkowo im Gouv. Rjäsan. Die bei jeder Figur beigesetzten Striche zeigen die natürliche Grösse an.



Rud. Schönn n. d. Nat. gez. u. lith.

Lith. Anst. v. Th. Bannwarth, Wien

Verlag v. Alfred Hölder, k.k. Hof- u. Universitäts-Buchhändler in Wien

